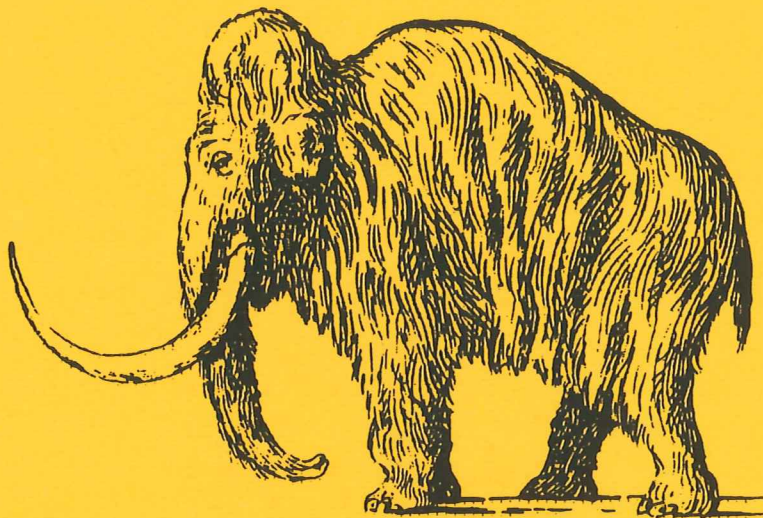


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Kvartärgeologi



**Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten
- en geologisk och hydrogeologisk studie av
Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland -**

Lisa Gunnemyr

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

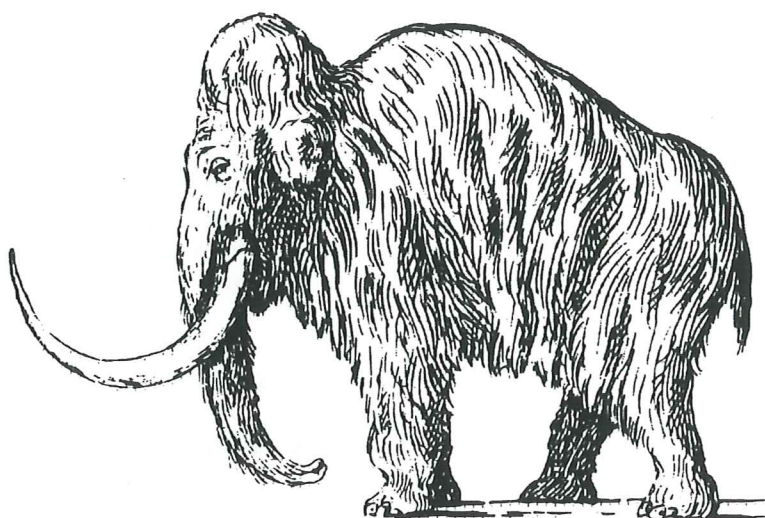
600955225

**Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet**

Nr 88

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



**Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten
- en geologisk och hydrogeologisk studie av
Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland -**

Lisa Gunnemyr

Innehållsförteckning

Abstract	1
1 Inledning	2
1.1 Bakgrund	2
1.2 Historik	2
1.3 Syfte och målsättning	3
1.4 Undersökningsområdet	3
2 Allmän geologisk och hydrogeologisk beskrivning	4
2.1 Berggrund	4
2.2 Jordarter	4
2.3 Kvarter utvecklingshistoria	4
2.4 Hydrologi och hydrogeologi	5
3 Befintligt material	6
3.1 Rörborringar	6
3.2 Kornstorleksanalyser	6
3.3 Infiltrationsförsök	6
3.4 Provpumpningar	7
3.4.1 Långtidsprovpumpning	7
3.4.2 Stegprovpumpning	7
4 Metod -teori	8
4.1 Spårämnesförsök	8
4.1.1 Spårämnena	8
4.2 Resistivitetmätningar	9
4.2.1 Allmänt	9
4.2.2 VES	9
5 Utförda undersökningar	11
5.1 Spårämnesförsök	11
5.1.1 Val av spårämne	11
5.1.2 Dosering av spårämne	11
5.1.3 Spårningsmetoder	11
5.1.4 Grundvattennivåer, infiltration och uttag	11
5.2 Resistivitetmätningar	12
5.2.1 Fältarbete	12
5.2.2 Datatolkning	12
6 Resultat	13
6.1 Spårämnesförsök	13
6.1.1 Konduktivitetmätningar	13
6.1.2 Grundvattennivåer, uttag och infiltration	13
6.2 Sonderingsresultat	15
7 Tolkning och diskussion	16
7.1 Geologisk modell	16
7.1.1 Tolkning av sonderingsresultaten	16
7.1.2 Profilbeskrivning	18
7.2 Hydrogeologisk modell	18
7.2.1 Bestämd uppehållstid	18
7.2.2 Uppskattat flöde	18
7.2.3 Effektiv porositet	19
7.2.4 Hydraulisk konduktivitet	19

7.2.5	Risikanalys	19
8	Sammanfattning	20
	Tack	21
	Referenser	22
Bilaga 1	Sammanställning av borrhingsresultat	
Bilaga 2	Tabell 1-6; sammanställning av resistivitetsmätningar	
Bilaga 3	Tolkning av sonderingsresultat i modelleringsprogrammet DC-RES	
Bilaga 4	Tvärprofil genom Strömsholmsåsen vid Karlsro	

Abstract

According to the Swedish National Food Administration, artificially recharged water must stay in the ground for at least 14 days in order to be classified as groundwater. In September-November 1996, a tracer test was conducted in the part of the esker Strömsholmsåsen which runs through Hallstahammar, Västmanland. The purpose of the test was to decide the duration of staying of artificially recharged water. The water, which is taken from a closely situated river, is infiltrated in the esker and taken out from a well 800 meters further south. As a tracer, granulated sodiumchloride was used and the tracer method was conductivity measuring. The tracer test showed that the artificially recharged water stays in the ground for approximately 55 days before it reaches the well. This is however assuming that the rate of infiltration and

pumping are the same as during the tracer test. If the rate of infiltration and/or pumping increase, the flow through the esker will increase, and consequently, the duration of stay of the recharged water will decrease.

A Vertical Electrical Sounding was carried out in the area of the well in order to construct a vertical profile through the esker, showing the groundwater level and the geological strata. The constructed profile shows that the esker is to be found under thick layers of clay and that it has a considerable spreading both vertically and horizontally. With the information acquired from the tracer test and the Vertical Electrical Sounding, parameters such as the effective porosity and hydraulic conductivity were calculated.

1 Inledning

1.1 Bakgrund

Redan i slutet av 1800-talet inleddes försök med konstgjord grundvattenbildning i Sverige och i dag bidrar denna metod till 20 % av den kommunala vattenförsörjningen (Knutsson & Morfeldt, 1993). Principen bygger på att infiltrera ytvatten i en naturlig sand- och grusavlagring för att det där ska genomgå en mekanisk, kemisk och biologisk rening. När det infiltrerade vattnet tas ut har det erhållit grundvattnets egenskaper, det vill säga det är luktlöst, klart och friskt och har en konstant och låg temperatur (Knutsson & Morfeldt, 1993). Frycklund *et al.* (1994) menar att de flesta renande processerna, t ex avskiljandet av järn, mangan och organiskt material, sker efter kort tid redan i filter-sanden. Uppehållstiden tycks dock vara avgörande för att minska ytvattnets årstidsbundna temperaturvariationer. Enligt Knutsson & Morfeldt (1993) är det önskvärt att infiltrerat vatten befinner sig i marken i 60 dagar, detta för att de kvalitetsförbättrande processerna skall ha tid på sig att verka. Livsmedelsverket anser att 14 dagar är ett minimum för att täkten skall klassas som en grundvattentäkt (Statens Livsmedelsverk, FS 1993:35).

1.2 Historik

På 50-talet anlades ett vattenverk med tillhörande brunnar (Br I, II och III) vid Näs, beläget vid den del av Strömsholmsåsen som löper genom Hallstahammars kommun (fig. 1 och fig. 2). Man ansåg då att tillgångarna där väl skulle kunna tillgodose kommunens framtida vattenbehov.

Befolkningsmängden ökade dock i mycket större utsträckning än väntat, vilket medförde att uttagen ökade och att grundvattennivån sänktes. De stora avsänkningarna ledde till inducerad infiltration av humushaltigt vatten från den närliggande Kolbäcksån. Den reducerande miljö som uppstod vid nedbrytning av det organiska materialet gjorde att järn- och mangansalter uppträdde som vattenlösliga föreningar (Fe^{2+} , Mn^{2+}). Dessa fälldes sedan ut i luftningsanläggningar och ledningar och påverkade dricksvattnets smak och lukt.

På 60-talet började möjligheterna diskuteras att infiltrera ytvatten från en närliggande ytvattentäkt för att öka grundvattentillgången i åsen. Vattenkvaliteten i Strömsholms kanal befanns vara tillräckligt god och infiltration påbörjades i en bassäng i åsen vid Skansen (fig. 2). Infiltrationen medförde att grundvattennivåerna i området höjdes över markytan vid åsens sidor vilket i sin tur medförde risk för läckage. Detta avhjälpes genom

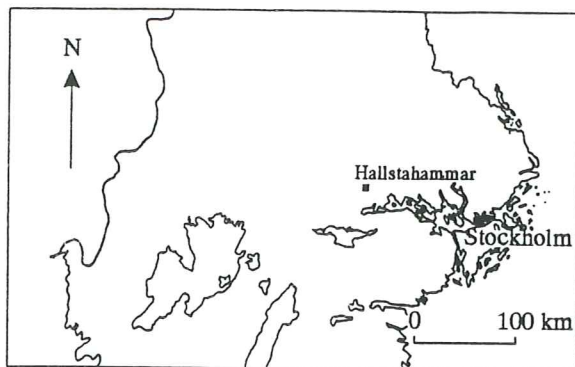


Fig. 1. Karta över Mellansverige där Hallstahammar är markerat.

att pumpa upp det infiltrerade vattnet vid Karlsro, ca 800 m söderut. Det uttagna vattnet befanns vara av utmärkt kvalitet.

Till en början fungerade infiltrationen bra, men med tiden noterades avsänkningar i området beroende på bristande kontinuitet i infiltrationen. Detta

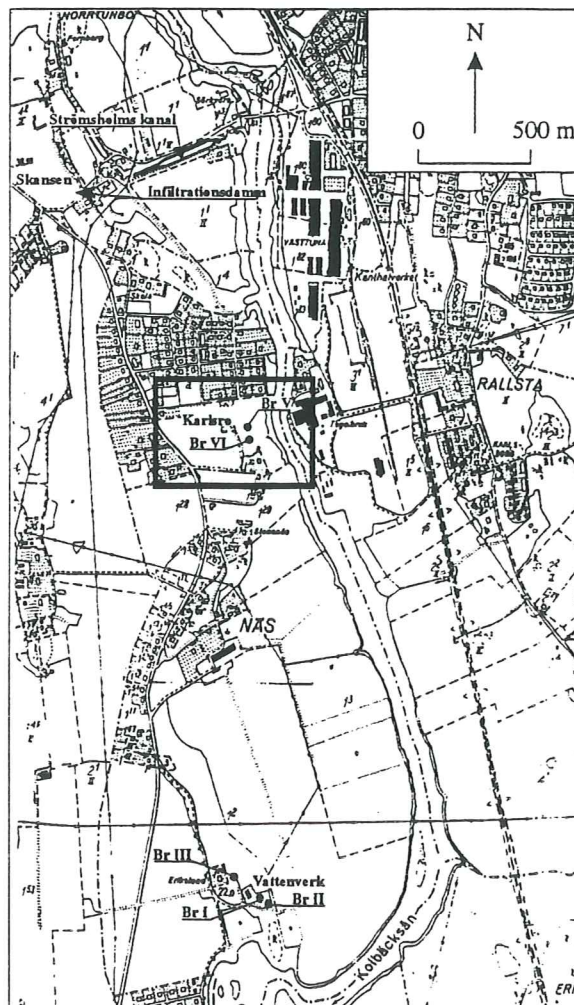


Fig. 2. Karta över Hallstahammar med infiltrationsdamm, brunnsområdet i Karlsro samt vattenverket med tillhörande brunnar. Det inramade området motsvarar utbredningen för fig. 13.

fick till följd att flödet söderifrån ökade varpå den inducerade infiltrationen från Kolbäcksån på nytt gjorde sig märkbar vid vattenverksområdet i form av ökade mangan- och järnhalter. Om avsänkningarna fortsatte befarade man att även vattenkvalitén vid tätten i Karlsro skulle påverkas. Man åtgärdade detta med ökad ytvatteninfiltration vid Skansen.

Problemet med höga järn och manganhalter fortsatte dock vid vattenverket vid Näs fram till 90-talet, varpå kommunen beslutade att där anlägga en sk VY-redoxanläggning. I denna pumpas det järn- och manganhaltiga vattnet upp i brunnar och luftas, varvid järnet och manganet fälls ut. Vattnet leds sedan ned i marken igen och när det ånyo pumpas upp är det fritt från mangan och järn.

I dag tas vatten fortfarande ut vid vattenverket vid Näs (brunn I, II och III) men den största andelen vatten tas ut från brunn V och VI (Rb 9301) vid Karlsro. Vattnet leds efter uttag från de olika brunnarna till vattenverket vid Näs där det genomgår intensivluftning och pH-justering med natronlut. Härifrån leds vattnet via låg- och hög-reservoarer till ledningsnätet.

Det har varit okänt hur lång uppehållstiden varit i jordmagasinet mellan infiltrationsplatsen vid Skansen och uttagsplatsen vid Karlsro. Därför utförde VBB Viak på uppdrag av gatukontoret i Hallstahammar kommun i september-november 1996 ett spårämnesförsök med syfte att bestämma det infiltrerade vattnets uppehållstid i grundvattenmagasinet.

1.3 Syfte och målsättning

Mål och syfte med detta arbete är att:

- med spårämnesförsök bestämma uppehållstiden i ett avsnitt av Strömsholmsåsens grundvattenmagasin.

- beskriva geologi och hydrogeologi i detta område med hjälp av spårämnesförsök, resistivitetsmätningar och tidigare utförda undersökningar
- sätta ovanstående information i samband med eventuella riskaspekter i området, samt om uppehållstiden understiger 14 dagar, föreslå alternativa lösningar.

1.4 Undersökningsområdet

Undersökningsområdet är beläget i Hallstahammars kommun i Västmanlands län (N:6611300 Ö:1523300, rikets nät) (fig.1). I Hallstahammars kommun, som består av tätorterna Hallstahammar och Kolbäck, bodde vid årsskiftet 1996-1997 15836 invånare, varav drygt 14000 är anslutna till kommunens vattenverk. Den genomsnittliga vattenförbrukningen uppgår till ca 6000 m³/dygn eller ca 70 l/s (muntlig information från I. Blomberg, 1997)

Kommunens areal uppgår till 181.8 km² varav 9.9 km² utgörs av Mälarens inre norra vatten Markanvändningen domineras i söder av jordbruk och skogsbruk, medan de norra delarna domineras av skogsbruk och mossar (Odin & Seman, 1990).

Ett utmärkande drag är den genom kommunen nordsydligt löpande Strömsholmsåsen. Denna har en topografisk höjning på ca 60 m utan kraftigare relief. Parallellt med åsen rinner Kolbäcksån som är farbar genom ett system av slussar. Åsens och åns sträckning genom kommunen uppgår båda till ca 18 km.

Den dominerande industrin är Kanthal AB, tillverkare av värmetråd och elektriska element för hushållsapparater. Övriga industrier är bl a TPC AB (precisionsgjutna detaljer till flyg- och verkstadsindustrin samt Hallstahammars Stål AB (ytbearbetning av stångstål).

2 Allmän geologisk och hydrogeologisk beskrivning

2.1 Berggrund

I undersökningsområdet är berggrunden helt dold under kvartära avlagringar. Berg i dagen finns dock i de yttre delarna av Hallstahammars tätort, samt i de nordöstra delarna av kommunen.

Enligt Lundegård och Nisca (1978) domineras berggrunden i undersökningsområdet av gnejsgraniter. Norr och öster om Hallstahammars tätort påträffas dock större områden av yngre, grovt mikroklinporfyriska graniter samt yngre jämnkorniga graniter. Dessa bergarter ingår i den prekambrika bergskedjan Svekofenniderna, vilken bildades för ca 1800-2000 miljoner år sedan. En sprickzon åtföljd av en diabasgång löper i nordsydlig riktning genom kommunen, båda belägna på den västra sidan av Strömsholmsåsen.

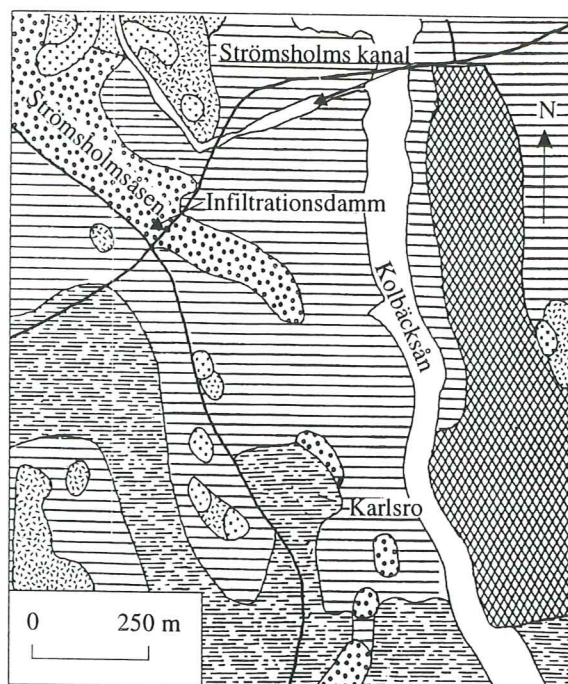
2.2 Jordarter

Det dominerande särdraget i undersökningsområdet är Strömsholmsåsen, en av isälvsmaterial uppbyggd ås, avsatt under högsta kustlinjen. Denna kan följas som en mer eller mindre sammanhängande enhet från sjön Båven i Södermanland till sjön Åmanningen i Västmanland. Inom Hallstahammars kommun kan man skilja mellan det högre liggande norra området, där åsen i större utsträckning kantas av morän, kalspolat berg samt torvmarker, och den södra delen, där åsen omges av glacial lera, postglacial lera samt postglacial finmo. I centrala Hallstahammar samt i industriområdena förekommer större områden med fyllnadsmaterial (Magnusson, 1979).

Från infiltrationsplatsen, belägen uppe på åschrönet, kan åsen följas som en sammanhängande enhet ca 400 m i sydöstlig riktning (fig. 3). Åsen omges på denna sträcka av leror, men observationsbrunnar visar att isälvs materialet breder ut sig åt sidorna under leran (bilaga 1, t ex Rb 6324). Vid bostadsområdet Näslund försvinner åsen i markytan och dyker endast upp som en liten åskulle strax norr om vattentakten vid Karlsro. Borrningar visar dock att åsen återfinns under de tjocka lerlagren (bilaga 1, t ex Rb 6321). Söder om Karlsro höjer sig åsen åter med en markant relief över kringliggande områden.

2.3 Kvartär utvecklingshistoria

Isens avsmältningsskant nådde Västmanland för ca 10 000 år sedan och passerade under en deglaciations-



Legend:








	Postglacial lera		Urberg
	Glacial lera		Sand, Grus, Klapper
	Isälvsavlagring		Fyllningsmaterial
	Morän		

Fig. 3. Jordartskarta över undersökningsområdet.

tionsperiod på ca 400-500 år (Höije, 1975). Då området är beläget under högsta kustlinjen (Hk ca 170 m.ö.h, ca 60 km i VSV riktning) är områdets sediment och landformer karaktäristiskt för ett område med subakvatisk deglaciationsmiljö. Under isen avsattes morän och subglaciala isälvar avsatte vid sin mynning vid isfronten sitt grövsta material - sand, grus och sten. De finare fraktionerna fördes längre ut i havs/sjöbassängen. Under isens successiva tillbakasmältande kom det vid tunnelmynningen avsatta, grova materialet att bilda mer eller mindre sammanhängande åskullar. Det finare materialet kom delvis att överlagras åsen. Om avsättningen av grovt material något år var lägre, t ex på grund av minskad materialtillförsel, kunde även åschrönet döljas av senare avsatt finmaterial. Detta ses exempelvis i 6320 (Br IV) och Rb 6321 (bilaga 1) där lera överlagras grusigt-sandigt material. Dessa finsediment avsattes som glacial varvig lera. Den glaciala varviga leran kan i sin tur överlagras av postglacial, icke varvig lera.

När området på grund av landhöjningen successivt höjde sig ur vattnet kom högre partier, bland annat åsarnas isälvs material, att utsättas för svallningprocesser. Det utsvallade materialet avsattes

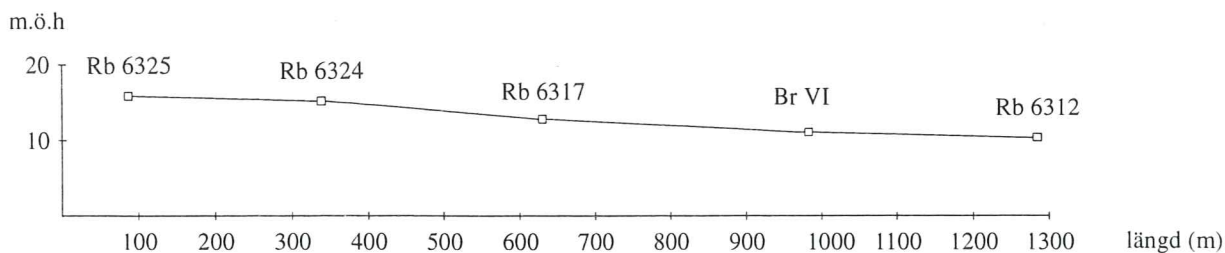


Fig. 4. Grundvattennivåer längs undersökningsområdet. Rörbrunnarnas läge framgår av fig. 5.

som svallsand över det tidigare deponerade materialet. Svallsanden kom ibland att överlagra finare glacialt material.

Denna subakvatiska deglaciations- och sedimentationsmiljö kom först att utvecklas i det kortvariga Yoldiastadiet med salt till bräckt vatten, för att sedan övergå i Ancylusstadiet genom den av landhöjningen orsakade uppgrundningen kring de så kallade Närkesunden (Björck, 1995).

2.4 Hydrologi och hydrogeologi

Kolbäcksån rinner parallellt med Strömsholmsåsen och har en årlig medelvattenföring på ca 26 m³/s. Den högsta vattenföringen infaller normalt i april och ligger runt 40 m³/s, medan den lägsta vattenföringen infaller i juni med ca 14 m³/s (Wikner *et al.*, 1982). Den årliga nederbörden i området är ca 700-750 mm, varav ca 500 mm avdunstar och resten går till avrinning till grund- och ytvatten (Wikner *et al.*, 1982).

Det grundvattenmagasin som finns i undersökningsområdet är beläget i Strömsholmsåsen. Detta begränsas strax norr om infiltrationsplatsen av höga berggrundsytter och strax söder om Näs av en grundvattendelare, vilken uppkommit på grund av uttag vid grundvattentäkten i Karlsro och vatten-

verket vid Näs. I närheten av infiltrationbassängen (Rb 6325) ligger grundvattennivån på ca 16 m.ö.h. Årsamplituden är här mycket liten. Vid Br VI (Rb 9301), ca 800 meter söderut, ligger grundvattentytan på ca 11-13 möh (fig. 4.). Den lägsta nivån infaller normalt i mars, den högsta nivån i augusti.

Enligt Agerstrand och Jergman (1972) sker grundvattenbildningen främst genom nederbördsinfiltration i själva åsryggen. Åsen verkar dränerande på omgivande jordarter varför man kan anta att viss infiltration också sker från omgivande områden. I undersökningsområdet består de omgivande jordarna främst av täta leror, varför andelen av tillrinnande grundvatten härifrån sannolikt är liten. Det största flödet sker sannolikt i åsens centrala delar, där det grövsta materialet vanligtvis föreligger.

Den naturliga grundvattentillgången i rullstensåsen är ca 50 l/s (Agerstrand & Jergman, 1972). Denna förstärks som nämnts av konstgjord infiltration av ytvatten från Strömsholms kanal. I dag infiltreras i genomsnitt ca 20 l/s. Infiltrationen bidrar till en förhöjd grundvattentyta, vilket kan medföra läckage ut ur grundvattenmagasinet under vissa förhållanden. Genom uttag vid grundvattentäkten i Karlsro (ca 30-40 l/s) sänks dock grundvattennivån så pass mycket att detta läckage förhindras.

3 Befintligt material

3.1 Rörborringar

I fig. 5 visas 13 av de rörborringar som är utförda i undersökningområdet. De två första siffrorna i rörbrunnarnas namn visar vilket år rörbrunnen installerats, de två sista i vilken ordning de installerades under detta år. De flesta rörborringarna är utförda under 60-talet i samband med installation av observationsrör och brunnar. Den senaste borrningen gjordes 1993 i samband med utförande av Rb 9301. Lagerföljder och eventuella grundvattennivåer redovisas i bilaga 1. Kring undersökningsområdet kontrollerar kommunen grundvattennivåerna kontinuerligt i Rb 6325, Rb 6324, Rb 6317, Rb 6806 (Br V), Rb 6320 (Br IV), Rb 9301 (Br VI) och Rb 6312.

3.2 Kornstorleksanalyser

Kornstorleksanalyser har gjorts vid Rb 6320 (Br IV), Rb 9301 (Br VI) och Rb 6806 (Br V), samtliga lokaliserade vid vattentäkten vid Karlsro. Jordprover från olika jorddjup, samtliga i grus- och sandlagren, har siktats och kornstorlekskurvor har konstruerats. Med hjälp av Hazens formel, $k=0.01157 \times d_{10}^2$ har genomsnittliga värden för permeabilitetskonstanten (m/s) beräknats till ca 0.001-0.009 m/s (t ex Lundholm, 1993).

3.3 Infiltrationsförsök

Vid årsskiftet 1963-1964 utfördes infiltrationsförsök i en nedlagd täkt i närheten av Skansen. Syftet var att undersöka möjligheterna för, samt konsekvenserna av, att öka grundvattenmagasinets vattentillgångar genom infiltration av ytvatten från den

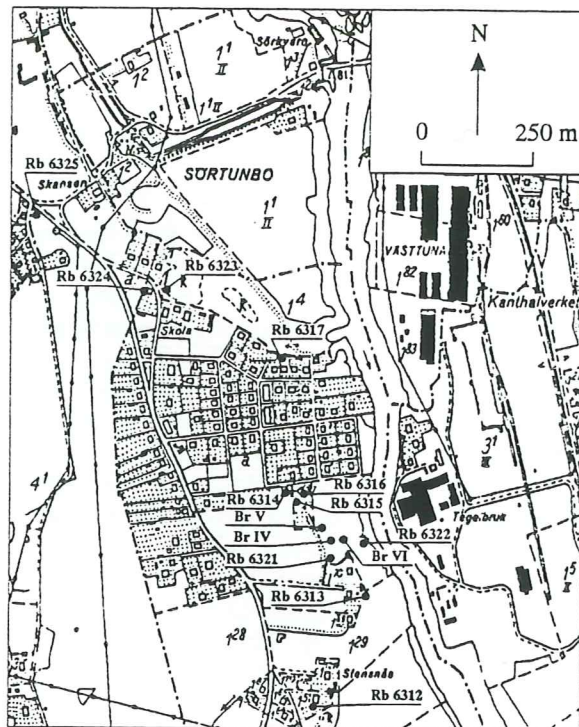


Fig. 5. Karta över undersökningområdet där rörbrunnarnas läge är markerade.

närliggande Strömsholms kanal. Figur 6 visar hur omkringliggande grundvattennivåer påverkades i samband med detta försök. Efter ca fem veckor noterades de högsta grundvattennivåerna, därefter sjönk de. Detta berodde sannolikt på att allt mindre vatten infiltrerades på grund av igensatta filtertytor. En bedömning gjordes dock att ca 100 l/s skulle kunna infiltreras under förutsättning att infiltrationsytan hölls ren. Av vikt var också att förhindra läckage av det infiltrerade vattnet. I närheten av infiltrationsplatsen omges åsen av täta leror, varvid läckagerisken minskar. Söderut medför dock åsens närhet till Kolbäckån att ett flöde kan ske ut från åssidorna mot ån. Genom att anlägga en ny

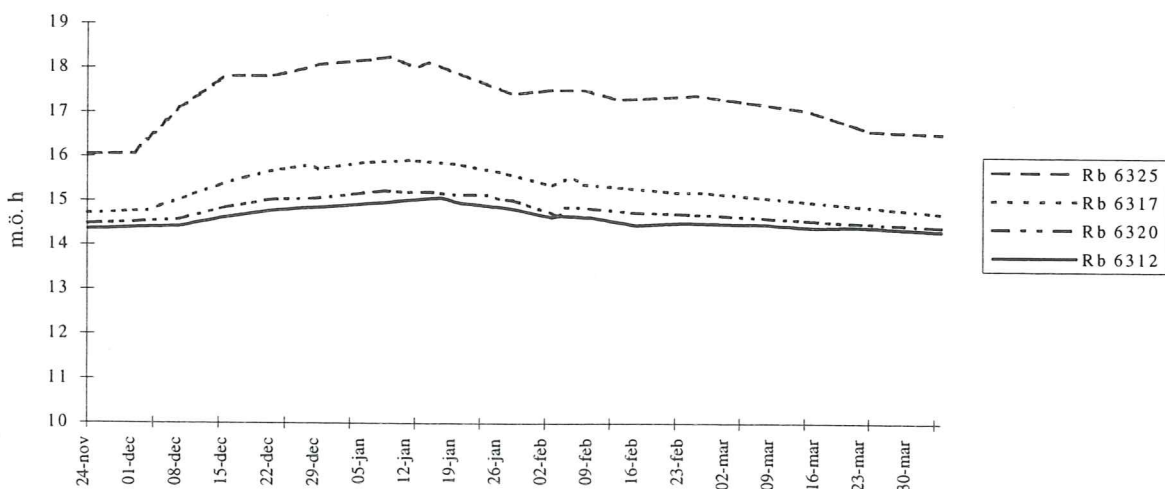


Fig. 6. Grundvattennivåer under infiltrationsförsök (efter Agerstrand & Skifte, 1965).

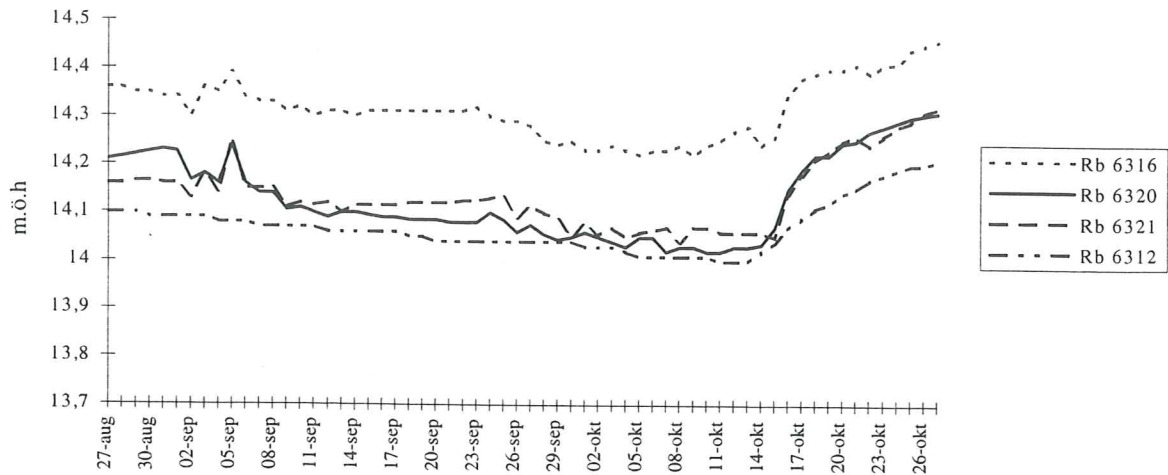


Fig. 7. Grundvattennivåer uppmätta under provpumpning (efter Agerstrand & Skifte, 1965).

grundvattentäkt vid Karlsro, ca 800 meter söderut, kunde vattnet tillvaratas och grundvattennivåerna sänkas så pass mycket att läckage undveks.

3.4 Provpumpningar

3.4.1 Långtidsprovpumpning

I början av 60-talet utfördes provpumpningar i samband med utförandet av den nya vattentäkten vid Karlsro. Provpumpningen relevant för denna undersökning utfördes i Rb 6320, senare Br IV. Under perioden 2 september till 16 oktober 1963 uttogs en konstant mängd vatten på 11 l/s. Grundvattennivåerna observerades i omkringliggande obsrör innan och efter pumpstart samt även en viss tid efter själva provpumpningen (fig. 7). Ett antal pumpstopp inträffade under provpumpningens inledningskede, vilket kan förklara de plötsliga återhämtningstopparna. Brunnar belägna utanför pumpningens influensområde visade att grundvattennivåerna var allmänt stigande under provpump-

ningens gång. För att få goda närmevärden på avsänkningens relativa storlek bör man egentligen korrigera för denna trend (Knutsson & Morfeldt, 1973). Det konstaterades dock att avsänkningen var störst i den pumpade brunnen och att sänkingsreaktioner var märkbara i Rb 6312, Rb 6321 och Rb 6316. En bedömning gjordes att ca 100 l/s skulle kunna tas ut under förutsättning att infiltrationen vid Skansen hölls på en liknande nivå (Agerstrand & Skifte, 1965).

3.4.2 Stegprovpumpning

I mars 1994 utfördes en stegprovpumpning i den nyanlagda rörbrunnen 9301 vid vattentäkten i Karlsro med syfte att bestämma avsänkningen på ett planerat uttag av 60 l/s. Stegprovpumpningen utfördes i tre halvtimmesteg med successivt ökat uttag, varvid avsänkningen i brunnen noterades. Utvärdering enligt Jacobs metod visade att ett uttag på 60 l/s skulle medföra en avsänkning i Rb 9301 med 20 cm (Lundholm, 1993). En ny brunn, Br VI, anlades samma år vid platsen för Rb 9301.

4 Metod -teori

4.1 Spårämnesförsök

Principen bakom spårämnesförsök är att tillsätta ett spårämne till grundvattnet, varefter tiden (t) mäts för ämnet att röra sig en känd sträcka (Δl) i grundvattenmagasinet (fig. 8). Genom att förutsätta att spårämnets rörelsehastighet motsvarar grundvattnets verkliga hastighet (V_u) kan grundvattens egenskaper som uppehållstid, strömningshastighet och strömningvägar bestämmas. Metoden lämpar sig också väl för att bestämma en geologisk formations hydrauliska konduktivitet (K). Detta förutsätter dock att magasinets effektiva porositet är känd. Fördelen med spårämnesförsök gentemot direkta (till exempel permeameter) och indirekta laboratoriebestämningar (kornstorleksanalyser) är att verkliga förhållanden mäts och att man får fram ett medelvärde på den hydrauliska konduktiviteten som kan sägas vara representativt för akvifären som helhet. Den verkliga hastigheten (V_u) beräknas som:

$$V_u = \frac{\Delta l}{t} \quad (4.1)$$

där Δl =sträckan mellan doseringspunkt och mätpunkt och t =tid. Vad som emellertid är av intresse är den skenbara hastigheten (V) vilken ges av:

$$V = n_{eff} V_u \quad (4.2)$$

där n_{eff} =effektiva porositeten.

Den hydrauliska konduktiviteten (K) (m/s) kan då uttryckas som:

$$K = \frac{\Delta l V}{\Delta h} \quad (4.3)$$

där Δh =skillnaden i grundvattennivåer mellan doseringspunkt och mätpunkt.

4.1.1 Spårämnena

Då uppehållstider och strömningshastigheter skall bestämmas är det av vikt att spårämnets rörelse i grundvattenmagasinet i så stor utsträckning som möjligt motsvarar grundvattnets rörelse. Spårämnet bör därför inte adsorberas eller fördröjas i grundvattenmagasinet, ej heller reagera med materialet i transportmediet eller med grundvattnet. Det bör också vara detekterbart i mycket låga koncentrationer så att grundvattnets fysikaliska och kemiska egenskaper bibehålls. Vid val av spårämne måste också fara för människor, växter och djur beaktas (Knutsson & Morfeldt, 1993). Nedan listas de vanligast använda spårämnena.

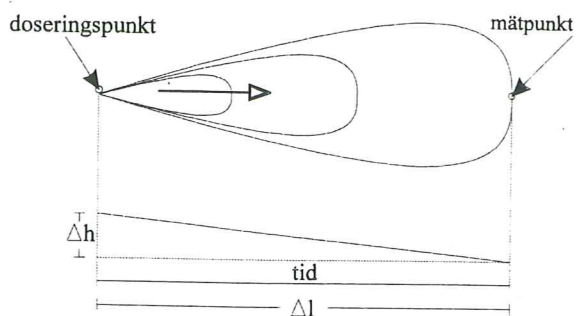


Fig. 8. Spridningsmodell för ett spårämne. Parametrarna i figuren relaterar till formlerna behandlade i kap. 4.1.

Salter har använts sedan 1870-talet i spårämnesförsök. Det är dock endast anjoner som kan användas då katjoner adsorberas eller fördröjs i lösa jordlager genom jonbytesprocesser (Knutsson & Morfeldt, 1993). De vanligast använda salterna är klorid och bromid. Både klorid och bromid är billigt och stabilt samt spåras lätt i fält genom mätning av vattnets konduktivitet. Ett av problemen med klorid är att ämnet naturligt kan finnas i höga halter i grundvattnet, vilket medför att spårämnet kan bli svårt att detektera. Klorid kan dessutom påverka densiteten och därmed grundvattnets naturliga flödesmönster (Knutsson & Morfeldt, 1973).

Organiska färgämnen. Den stora fördelen med dessa spårämnen är att de förekommer i låga halter naturligt och att de kan detekteras ned till mycket låga koncentrationer. Ämnet spåras i fält med en sk fluorometer. Metoden är billig och ämnet är relativt stabilt och används med fördel i karstmiljöer, men fungerar däremot inte lika bra i porösa jordlager där de utsätts för adsorption och nedbrytning (Knutsson & Morfeldt, 1993). Exempel på använda färgämnen är Rhodamin WT och Uranin (natriumfluorescein, $C_{20}H_{10}O_5Na_2$); (Knutsson, 1970).

Fördelen med **radioaktiva spårämnen** är att de kan tillsättas i mycket små mängder och ändå detekteras i fält, vilket medför att vattnets naturliga egenskaper bibehålls (Davies & De Wiest, 1966). Exempel på använda spårämnen är ^{131}I , ^{29}Br , ^{51}Cr -EDTA (en organisk förening med ^{51}Cr) och tritium. Det sistnämnda anses vara det ideala spårämnet då det till skillnad från andra radioaktiva ämnen är relativt ofarligt. Nackdelen med ämnet är att det idag inte finns fältutrustning som klarar av att detektera tritium. Prov måste därför tas i fält och bestämmas i laboratorium (Knutsson & Morfeldt, 1993).

4.2 Resistivitetmätningar

4.2.1 Allmänt

Resistivitet är ett mått på ett materials "motvilja" att leda elektrisk ström och definieras som resistansen i ohm mellan motsatta sidor av en enhetskub av materialet (Kearey & Brooks, 1984). I en cylinder med resistansen δR , längden δL och tvärsnittsarean δA blir resistiviteten således

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (4.4)$$

Den erhållna måttenheten på resistiviteten blir Ωm (fig. 9)

Resistivitetsundersökningar görs för att identifiera zoner med olika elektrisk ledningsförmåga, vilka sedan kan relateras till olika geologiska lagerenheter. Resistiviteten i geologiska material är till viss del avhängig mineralsammansättningen. Graffit och pyrit är exempel på mineral som kan göra geologiska material ledande (Keller & Frichknecht, 1966). Leror får också sin mycket låga resistivitet på grund av lermineralens ledande egenskaper (Parasnis, 1986). Då de flesta jord- och bergarter har mycket höga resistiviteter i torrt tillstånd bestäms deras ledande egenskaper dock främst av mängden och kvalitén av vatten i porutrymmen och sprickor. Ett poröst material har lägre resistivitet då det är vattenmättat. Detta förhållande kan utnyttjas för att lokalisera berg- och jordartsgränser samt grundvattenytor.

Att helt avgöra typ av jord- eller bergart med ledning av resistivitetsdata är svårt då olika materials resistivitetsvärden överlappar (fig. 10). Det är därför önskvärt att man innan tolkningen har en föreställning om lagerföljdens ungefärliga karaktär, uppskattad från tidigare geologisk dokumentation från området, till exempel borrhningar.

4.2.2 VES

VES (Vertical Electrical Sounding) är en resistivitetmetod som används för att undersöka horisontella eller nästan horisontella geologiska enheter i en fix punkt på relativt grunda djup. Genom att leda ned en artificiellt genererad ström genom två strömelektroder (C_1 och C_2) och sedan mäta potentialskillnaden (ΔV) mellan två potentialelektroder (P_1 och P_2) erhålls ett mått på markens skenbara resistivitet (ρ_a). Denna kan definieras som kombinationen av resistiviteterna i lagren under markytan. Genom att flytta de yttersta elektroderna utåt erhålls en serie av skenbara resistiviteter som sedan kan användas vid en tolkning av stratigrafien.

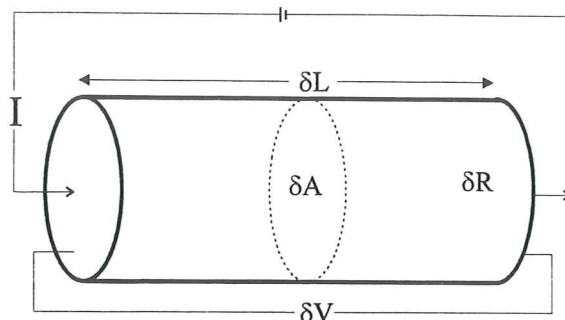


Fig. 9. Parametrar som används för att definiera resistivitet.

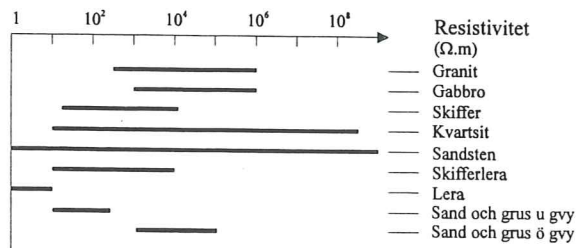


Fig. 10. Ungefärliga resistivitetsintervall för geologiska material (efter Kearey & Brooks, 1984; Keller & Frichknecht, 1966).

Det finns flera olika elektroduppställningar varav Wenner- respektive Schlumbergeruppställningarna är de vanligaste. I den förstnämnda har elektroderna samma inbördes avstånd, i Schlumbergeruppställningen bibehålls det innersta elektrodavståndet ($2l$), varefter de yttersta elektrodavståndet ($2L$) successivt ökas (fig. 11).

Med ökat yttrelektrodavstånd blir emellertid den erhållna potentialen så liten att den blir svår att mäta, varför avståndet, l , måste ökas. Den första ökningen, från 0.2 meter till 1 meter, sker då avståndet L är 7.2 meter. Vid det nya L -avståndet överlappar man de två sista mätningarna gjorda med det gamla l -avståndet. En andra ökning av l , från 1 meter till 5.2 meter, sker då L är 37 meter. Också här görs en överlappning. Strömmens praktiska nedträngningsdjup är lika med ungefär halva yttrelektrodavståndet, L . Det praktiska tolknings-

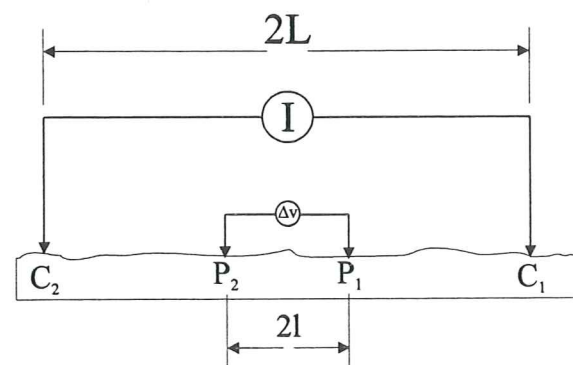


Fig. 11. Schlumbergeruppställning

djupet är dock 1/3 av detta avstånd varför det yttersta L-avståndet bör vara tre gånger så stort som det djup man vill ned till (muntlig information, H. Jeppson, 1997).

Den skenbara resistiviteten beräknas med formeln

$$\rho_a = \frac{R \pi (L^2 - l^2)}{2 l} \quad (4.5)$$

och plottas i log-logdiagram, varefter tolkning är möjlig. Tolkningen kan göras manuellt med kurvpassning eller i modelleringsprogram av typen DC-RES. Tolkningen av kurvorna och därmed

den vidare tolkningen av geologin måste betraktas med stor varsamhet eftersom osäkerhetsfaktorn är stor. För det första kan indata vara bristfällig då mätfel kan uppstå i fält. För det andra förutsätter metoden att lagerföljden är horisontell, något som sällan är fallet i verkligheten. Heterogeniteter och kablar kan också försvåra tolkningen av den generella lagerföljden. Vid modelleringen är det som nämnts av vikt att man har en ungefärlig föreställning om vilken lagerföljd som är att vänta då det är mycket svårt att direkt relatera en viss resistivitet till ett geologiskt material. Ett annat problem är att komplexiteten ökar med antal lager.

5 Utförda undersökningar

5.1 Spårämnesförsök

5.1.1 Val av spårämne

Som spårämne till försöket i Hallstahammar valdes granulerat koksalt, NaCl. Ämnet befanns lämpligt då det som nämnts är stabilt, billigt samt lätt att detektera i fält genom konduktivitetmätningar (kap 5.1.3). Bakgrundshalterna av klorid är dessutom låga både i det infiltrerade vattnet (ca 7 mg/l, fig. 12) och i vattnet uttaget vid Karlsro (ca 10-25 mg/l) (Sandberg, 1991; Westerlund, 1994).

5.1.2 Dosering av spårämne

På morgonen den 16 september 1996 påbörjades förberedelserna till spårämnesförsöket. En läns pump placerades i infiltrationsdammen vid Skansen och denna pumpade vatten via en slang till en container med volymen 5 m³. Containern fylldes till ca 2 m³. 350 kg salt hälldes i, därefter späddes saltet till 3.5 m³, vilket resulterade i en 10-procentig lösning. När allt salt var löst placerades en drickbar pump i containern, vilken pumpade ut lösningen till mitten av infiltrationsbassängen. Doseringen påbörjades kl. 15.00 och fortgick till kl. 14.00 påföljande dag.

5.1.3 Spårningsmetoder

Spårning av saltet utfördes genom mätning av den elektriska konduktiviteten. Ett vattens konduktivitet, mätt i mS/cm, är beroende av halten lösta joner (Shaw, 1988). Spårning med konduktivitetmätningar blir därför möjlig då den tillsatta saltlösningen ökar vattnets halt av lösta joner. Fig. 12 visar hur konduktiviteten i Kolbäcksån varierar med natrium- och kloridhalt.

Vid brunn VI (Rb 9301) i Karlsro, ca 800 m söderut (fig. 2), installerades den 16/9 kl. 15.40 en konduktivitetmätare. Vattnet från brunnen tappades via en slang från brunns tappkran till ett kärl vars utlopp ledde tillbaka till brunnen. På detta sätt byttes vattnet ständigt i kärlet då brunnen var i drift. Till konduktivitetmätaren anslöts en datalagrare, inställd på att avläsa konduktiviteten var sju timme. I datalagraren fanns ej konduktivitet som enhet, varför konduktivitetsförändringar avspeglades som spänningsförändringar i millivolt. Konduktiviteten avlästes dessutom dagligen och journalfördes av kommunens personal. En vecka efter natriumkloriddoseringen påbörjats uttogs vattenprover dagligen för att i efterhand kunna mäta konduktiviteten på valda prover.

5.1.4 Grundvattennivåer, infiltration och uttag

Grundvattennivåerna kontrollerades varje vecka av personal från gatukontoret i rörbrunnarna Rb 6325, Rb 6324, Rb 6317, Rb 6806 (Br V), Rb 6320 (Br IV) och Rb 6312 (fig. 5) samt i åtta andra

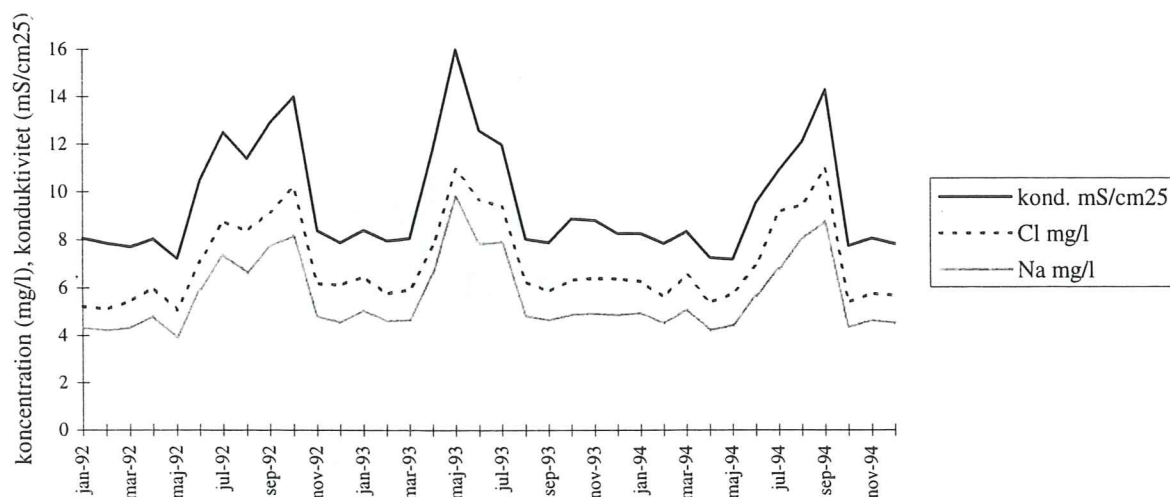


Fig. 12. Klorid och natriumhalt samt konduktivitet i Kolbäcksån, 1992-1994. Kolbäcksån är förbunden med Strömsholms kanal varifrån infiltrationsvattnet tas. Figuren visar hur konduktiviteten varierar med natriumhalt och kloridhalt. Observera att konduktiviteten multiplicerats med 25 för att kunna åskådliggöras i diagrammet.

rörbrunnar belägna utanför kartans område. För att mäta mängden infiltrerat vatten användes en tryckgivare med datalagrare vid mätöverfallet intill Skanssjön. Uttag ur brunnarna journalfördes dagligen av kommunens personal.

5.2 Resistivitmätningar

5.2.1 Fältarbete

Runt uttagsplatsen, Br VI (Rb 9301), gjordes sex stycken sonderingar. Två stycken av dessa, A och B, gjordes väster om brunnen och de andra, C, D, E och F, gjordes öster om brunnen (fig. 13). Sonderingarnas läge valdes så att de tillsammans med Rb 6320 (Br IV) och Rb 9301 (Br VI) skulle kunna ge en tvärsnittsbild av åsen.

Elektrodena placerades ut med Schlumbergeruppställning, vinkelrätt mot åsens uppskattade längdutsträckning. Det sistnämnda gjordes för att i största möjliga mån undvika problem med icke parallella lagergränser. Som nämnts i kap. 4.2.2 bör halva ytterelektrodavståndet, L , i sonderingens sista mätning vara tre gånger så stort som det djup man vill ned till. Då utförda borrhningar i området visar att berggrunden ligger på ca 20 meters djup (bilaga 1, t ex Rb 6320) var det önskvärt att det yttersta elektrodavståndet var 72 meter. Av utrymmesskäl var detta endast möjligt i sondering B, C och D. I sondering F och D var detta avstånd 52 meter och i sondering A endast 37 meter.

5.2.2 Datatolkning

De skenbara resistiviteter beräknades enligt (4.4) och plottades därefter i log-log diagram. Resultatet blev sonderingskurvor med överlappning där inrelektrodavståndet bytts. För att få samman-

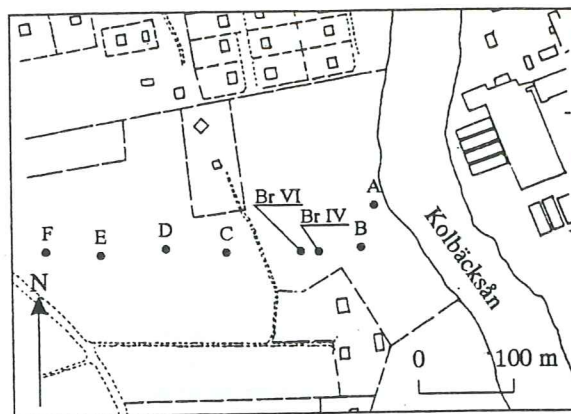


Fig. 13. Karta över brunnområdet i Karlsro där resistivitmätningarna utfördes. Sondering A-F samt Br IV (Rb 6320) och Br VI (Rb 9301) är markerade. Områdets läge framgår av fig. 2.

hängande kurvor försköts kurvdelarna mot varandra. Vidare togs de värden bort som avvek alltför mycket från den generella kurvttenden. Ur de justerade kurvorna avlästes de värden som fick utgöra indata vid datamodelleringen.

Datan bearbetades i modelleringsprogrammen DC-RES. Programmet DC-RES är ett tolkningsprogram av typen indirekt tolkning och behöver indata i form av beräknade skenbara resistiviteter för de olika ytterelektrodavstånden. I programmet måste man anta en resistivitetsmodell, vilket innebär ett antal lager med given lagerresistivitet (ρ) och tjocklek (t). Programmet beräknar den teoretiska responsen, det vill säga en teoretisk sonderingskurva, för den antagna modellen och visar denna. Genom att ändra den antagna modellen till dess att god passning erhållits mellan den teoretiska responsen och de verkligt uppmätta sonderingsdatan erhålls en möjlig tolkning av den uppmätta sonderingskurvan. Denna kan sedan relateras till en geologisk lagerföljd.

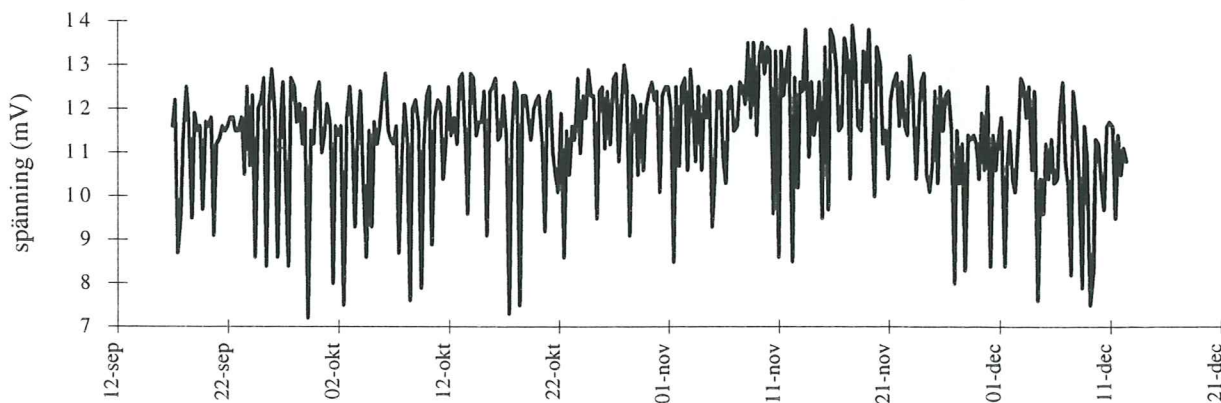


Fig. 14. Uppmätt spänning i Br VI (Rb 9301) under september till november, 1996.

6 Resultat

6.1 Spårämnesförsök

6.1.1 Konduktivitetmätningar

I fig. 14 redovisas värdena från datalagraren ansluten till konduktivitetmätaren.

Under september och oktober månad steg inte spänningen över 12.7 mV. Medelvärdet låg runt 11.5 mV. Den 8 november stiger värdena för första gången över 13 mV. Det högsta värdet, 13.9 mV uppmäts den 17 november. Efter den 20 november sjunker värdena och når ej mer över 13 mV.

I fig. 15 redovisas den manuellt avlästa samt den i efterhand uppmätta konduktiviten. Under september och oktober pendlar denna mellan ca 0.20 mS/cm och ca 0.28 mS/cm. Runt den 11 november stiger konduktiviteten och når en topp på ca 0.31 mS/cm mellan den 13 och 15 november. Efter den 20 november sjunker konduktiviten till ca 0.24 mS/cm. Höjningen av spänning och konduktivitet inträffar alltså ca 54-57 dygn efter doseringen av spårämnet.

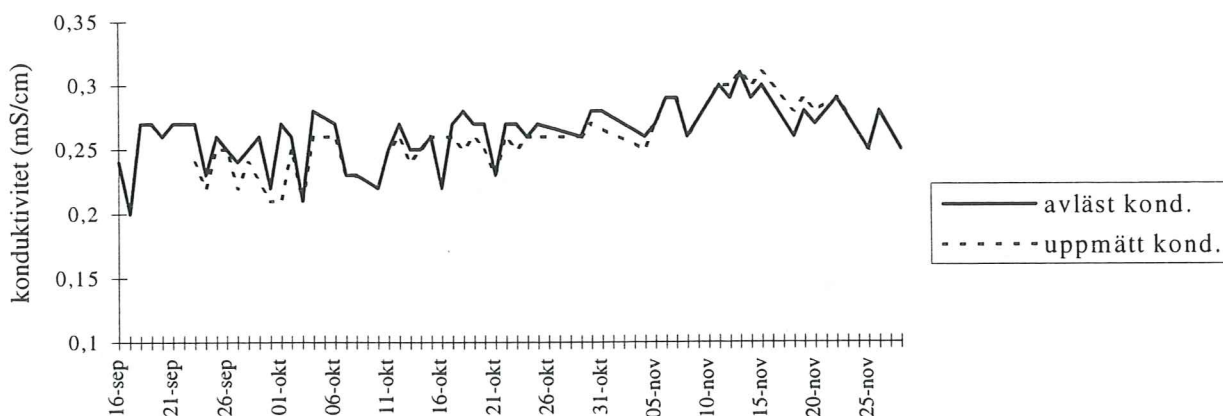


Fig. 15. Avläst respektive i efterhand uppmätt konduktivitet i Br VI (Rb 9301) under september till november, 1996.

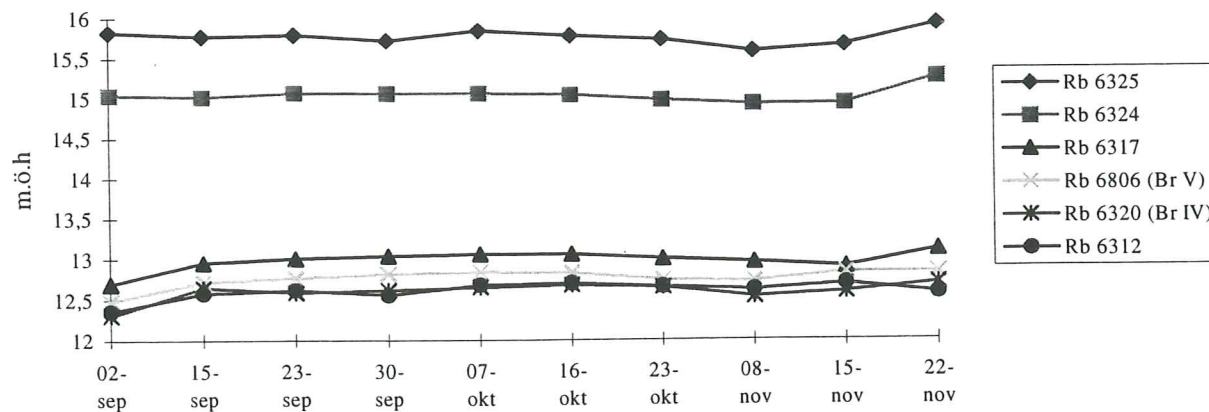


Fig. 16. Grundvattennivåer i försöksområdet under september till november, 1996.

6.1.2 Grundvattennivåer, uttag och infiltration

I de brunnar som ligger närmast infiltrationsplatsen (Rb 6325 och Rb 6324) varierar nivåerna mycket lite under försökets gång. I brunnarna belägna vid vattentäkten vid Karlsro, Rb 6806 (Br V) och Rb 6320 (Br IV), samt söderut mot vattenverket vid Näs (Rb 6312) var grundvattennivåerna i början av september något stigande. Under oktober och november är nivåerna tämligen stabila, dock är här fluktuationer i storleksordningen ett par till några decimeter märkbara (fig. 16). Uttagets storlek ur Br VI och V under perioden september-november visas i fig. 17. Det genomsnittliga uttaget ur brunnarna var sammanlagt ca 40 l/s.

Då tryckgivaren med datalagraren vid Skanssjön slutade fungera, troligen på grund av kondenserat vatten i ett kretskort, kan mängden infiltrerat vatten ej exakt redovisas. Manuella mätningar vid överfallet visar dock att den genomsnittliga infiltrationen under försökets gång var ca 1700 m³/dygn (ca 17-22 l/s), med en variation på ± 200 m³ (muntlig information, L. Lundholm, 1997).

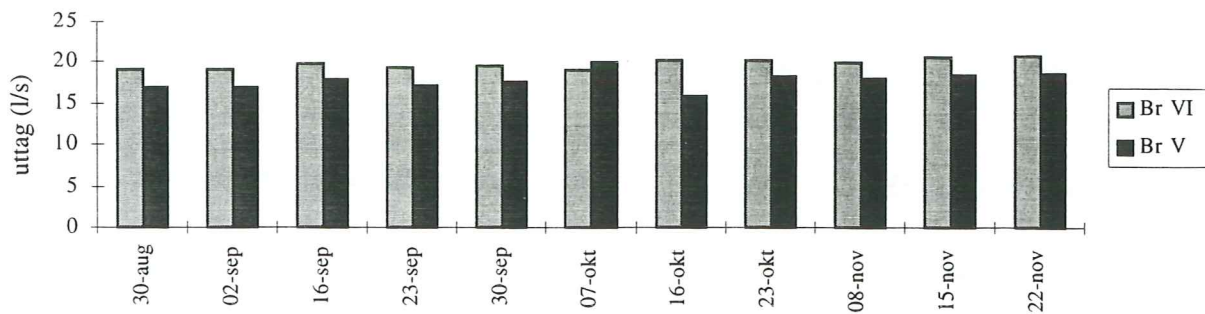
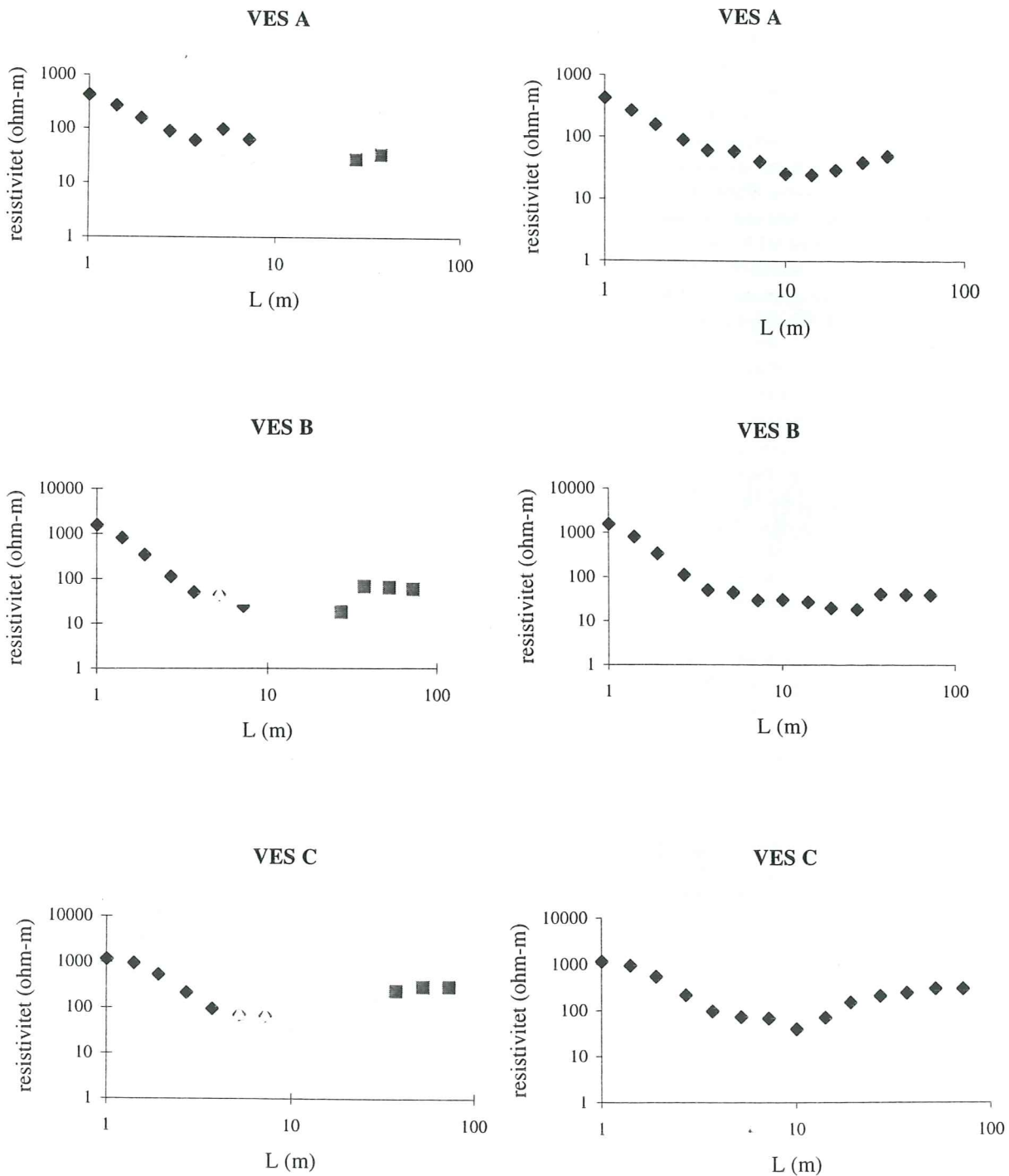


Fig. 17. Uttaget vatten i Br V och Br VI under september-november, 1996.



6.2 Sonderingsresultat

Sonderingsresultaten redovisas i tab.1-6 (bilaga 2) samt uppritade i log-logdiagram innan och efter korrigering (fig. 18).

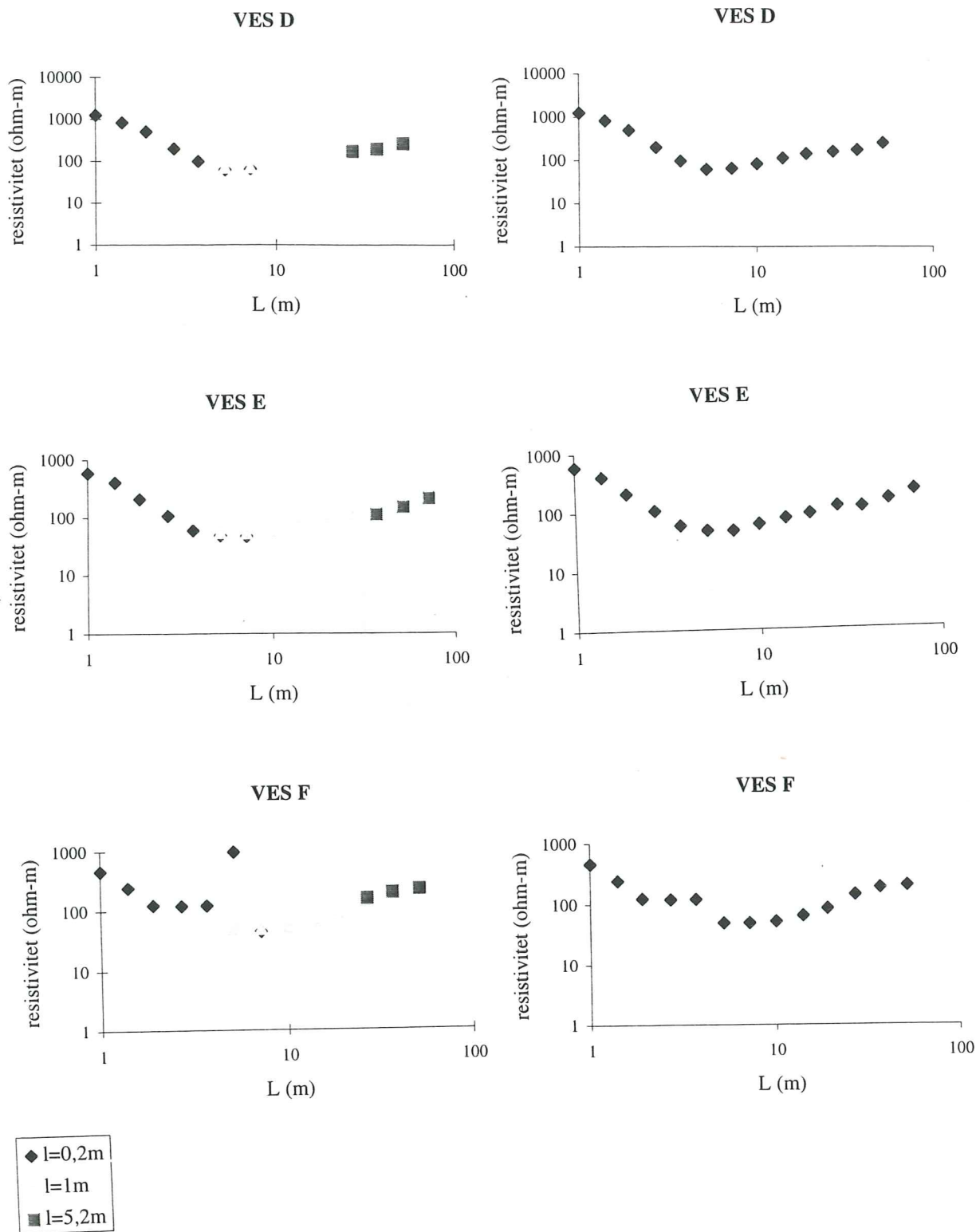


Fig. 18. Sonderingsresultat av VES A - VES F uppritat i log-logdiagram (vänstra spalten). Högra spalten samma sonderingsresultat efter korrigering.

7 Tolkning och diskussion

7.1 Geologisk modell

7.1.1 Tolkning av sonderingsresultaten

Kurvorna har i stort sett en liknade form, de börjar på resistiviteter runt 1000 Ωm , sjunker sedan snabbt till ett minimum för att sedan stiga mot resistiviteter över 1000 Ωm . Dock avviker vissa mätvärden från denna generella kurvtrend. Detta kan bero på att glapp uppstått vid byte av innerelektrodavstånd eller på förekomst av kablar och heterogeniteter vilka kan bidra till lokalt högre eller lägre resistiviteter.

Vid datamodelleringen var det nödvändigt att ha en viss föreställning om lagerföljdens ungefärliga karaktär. Lagerföljden bör utgöras av lera följt av sand och grus samt berggrund. Ligger grundvattenytan i sand/gruslagret borde man också kunna dela upp detta lager i omättad respektive mättad sand och grus.

Vid jämförelse av kurvorna förefaller det dock som om det överst finns ett tunt högresistivt lager. Förklaringen kan finnas i att mätningarna gjordes i slutet av mars och att det översta lagret av leran fortfarande var tjälad. Tjälad lera ger generell höga resistivitetsvärden (Palacky, 1987; Keller & Frickknecht, 1966). Med ökat djup sjunker dock resistiviteten snabbt ned till värden under 100 Ωm , vilket torde representera lerlagret.

Den vidare tolkningen av kurvorna är betydligt mer osäker. I VES C, VES D och VES E uppnås den bästa passningen om ett lager med resistivitet mellan 1000 Ωm och 2000 Ωm medtages. Detta lager skulle kunna representera sand och grus ovanför grundvattenytan (fig. 10). I VES A, VES B och VES F återfinns inte ett sådant lager, varför grundvattenytan där bedöms ligga som en tryckyta i lerlagret. I VES B - VES F görs antagandet att det understa lagret utgörs av berggrund. I VES A, där det sista L-avståndet endast var 37 m, är det inte säkert att strömmen nådde ned till berggrunden, varför det blir svårt att bedömma djupet till berggrunden.

I fig. 19 redovisas tolkningar av sonderingsresultaten samt möjliga geologiska lagerföljder (det tjälade lagret redovisas inte i dessa figurer). Dessa baseras på modelleringarna gjorda i DC-RES vilka redovisas i bilaga 3. Passningen mellan den teoretiska responsen och den verkligt uppmätta sonderingsdatan är mer eller mindre god. Den bästa passningen erhålls i VES D och VES E, varför dessa tolkningar bör betraktas med störst tillförlitlighet. I de övriga sonderingarna är passningen sämre varför tolkningen blir mer osäker.

VES A

Tolkning: Ett ca 16 meter lågresistivt lager (21 Ωm) underlagras av ett lager av okänd mäktighet med resistiviteten 400 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av sand och grus under grundvattenytan.

VES B

Tolkning: Ett ca 12.8 m lågresistivt lager (12 Ωm) underlagras av ett lager på ca 9 m med resistiviteten 350 Ωm respektive ett lager med okänd mäktighet med resistiviteten 1000 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av sand och grus under grundvattenytan respektive berggrund.

VES C

Tolkning: Ett ca 7.2 m lågresistivt lager (40 Ωm) underlagras av ett lager på ca 2 m med resistiviteten 2000 Ωm , ett lager på ca 8 m med resistiviteten 400 Ωm respektive ett lager med okänd mäktighet med resistiviteten 10000 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av sand och grus över grundvattenytan, sand och grus under grundvattenytan respektive berggrund.

VES D

Tolkning: Ett ca 5.6 m lågresistivt lager (46 Ωm) underlagras av ett lager på ca 1.6 m med resistiviteten 1483 Ωm , ett lager på ca 13.4 m med resistiviteten 100 Ωm respektive ett lager med okänd mäktighet med resistiviteten 6000 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av sand och grus över grundvattenytan, sand och grus under grundvattenytan respektive berggrund.

VES E

Tolkning: Ett ca 7.4 m lågresistivt lager (35 Ωm) underlagras av ett lager på ca 0.7 m med resistivi-

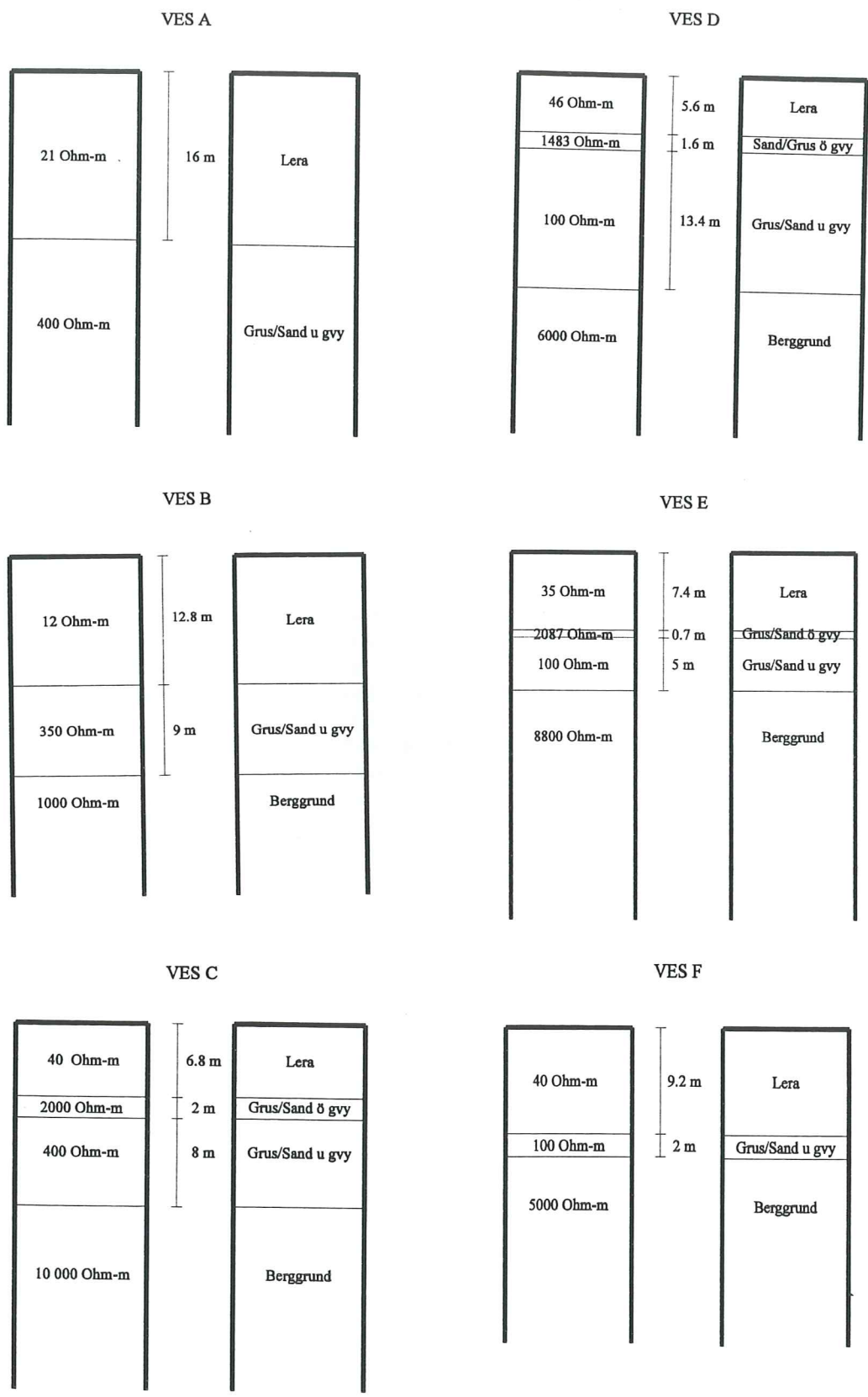


Fig. 19. VES A-VES F Tolkning av sonderingsresultat samt möjlig geologisk lagerföljd.

teten 2087 Ωm , ett lager på ca 5 m med resistiviteten 100 Ωm respektive ett lager med okänd mäktighet med resistiviteten 8800 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av sand och grus över grundvattenytan, sand och grus under grundvattenytan respektive berggrund.

VES F

Tolkning: Ett ca 9.2 m lågresistivt lager (40 Ωm) underlagras av ett lager på 2 m med resistiviteten 100 Ωm respektive ett lager med okänd mäktighet med resistiviteten 5000 Ωm .

Möjlig geologisk lagerföljd: Lera underlagras av grus eller sand under grundvattenytan respektive berggrund.

7.1.2 Profilbeskrivning

Den utifrån sonderingarna uppskattade geologiska lagerföljden sammanknöts med befintliga borrhälsdata till en tvärsnittsbild som redovisas i bilaga 4. Denna visar att åsen återfinns under mäktiga lager av lera. Lerlagrens mäktighet är större i profilens ytterkanter. Åsens maximala bredd uppskattas till ca 200-300 m. Berggrundens överyta kan beskrivas som undulerande liggande på ett djup mellan ca 12 och 23 meter under markytan. Grundvattenytan bedöms ligga på ca 13-14 m.ö.h, något lägre i närheten av pumpbrunnarna, vilket kan bero på att det runt pumpbrunnarna utbildats en avsänkningsträtt. Det största flödet sker sannolikt centralt i åskärnan där de grövsta fraktionerna vanligtvis återfinns. En grov uppskattning av flödesarean är därför ca 1200 m^2 (bredd ca 150 m, vattenmättat djup, ca 8 m).

7.2 Hydrogeologisk modell

7.2.1 Bestämd uppehållstid

Konduktivitets- och spänningshöjningarna redovisade i kap. 6.1.1 är sannolikt orsakade av saltets ankomst. För att kunna bestämma det infiltrerade vattnets uppehållstid i jordmagasinet med spårämesförsök, måste antagandet göras att saltlösningen rör sig i vattnet som en sammanhängande enhet och att denna enhet rör sig lika fort som vattnets verkliga hastighet (V_u). Detta är dock en approximation då lösningen, efter det nått grundvattenmagasinet, utsätts för spridningsprocesser som gör att en del av saltlösningen kommer att röra sig snabbare än hastigheten V_u , en del långsammare (Freeze & Cherry, 1979). V_u kan således ses som

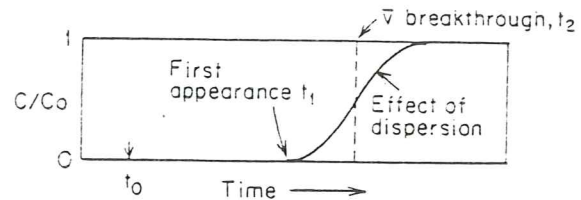


Fig. 20. Spridningsprocesser gör att spårämnet ankommer till en viss punkt innan det vatten som rört sig med hastigheten V_u (från Freeze & Cherry, 1979).

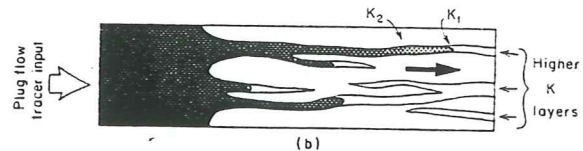


Fig. 21. Spårämnet rör sig snabbare i lager med högre hydraulisk konduktivitet ($K_1 > K_2$) (från Freeze & Cherry, 1979).

en medelhastighet. Enligt fig. 20 kommer därför saltlösningen att ankomma till Br VI (vid t_1), innan det vatten som rört sig med hastigheten V_u (t_2). Vidare finns möjligheten att åsen inte är homogen och att vissa lager har högre hydraulisk konduktivitet. Detta skulle betyda att den erhållna tiden endast är gällande för de lager som har högst hydraulisk konduktivitet (fig. 21).

Om approximationen görs att spårämnets hastighet i jordlagren motsvarar grundvattnets hastighet, V_u , kan slutsatsen dras att det infiltrerade vattnet befinner sig i marken i ca 55 dygn innan det tas ut vid Karlsro. Detta förutsätter dock att mängden infiltrerat samt uttaget vatten hålls på samma nivå som under försökets gång.

7.2.2 Uppskattat flöde

Under försökets gång infiltrerades vid Skansen i genomsnitt ca 20 l/s och den sammanlagda genomsnittliga uttagsmängden ur Br V och VI var ca 40 l/s. Då grundvattenytan har ungefär samma gradient norr och söder om dessa brunnar (jfr Rb 6312 och Rb 6806 i fig. 15) borde detta innebära att hälften av det uttagna vattnet, ca 20 l/s, flödar från norr och hälften från söder mot Karlsro. Flödet, (Q), genom åsen bestäms förutom av infiltrationsmängden också av den naturliga grundvattenbildningen och att sätta flödet lika med mängden infiltrerat vatten är därför inte helt korrekt. Den naturliga grundvattenbildningen norr om brunnområdet är liten på grund av att åsen här till stor del är bebyggd och asfalterad (fig. 2). Detta borde medföra att flödet genom åsen till stor del bestäms av mängden infiltrerat vatten. Att sätta $Q=20$ l/s får dock betraktas som en approximation och ett minimivärde.

7.2.3 Effektiv porositet

Om $t=55$ dygn och $\Delta l=800$ kan den verkliga hastigheten (V_u) enligt (4.1) beräknas till $1,68 \times 10^{-4}$ m/s. Om Q (flödet genom åsen) under försökets gång antas vara lika med den genomsnittligt infiltrerade vattenmängden under försökets gång, det vill säga 20 l/s, och A (genomsnittlig flödesarea) = 1200 m^2 kan den skenbara hastigheten (V) enligt

$$V = \frac{Q}{A} \quad (7.1)$$

beräknas till $1,67 \times 10^{-5}$ m/s.

Den effektiva porositeten n_{eff} blir då enligt

$$n_{eff} = \frac{V}{V_u} \quad (7.2)$$

ca 0,1, det vill säga ca 10 %. Sannolikt är dock inte den naturliga grundvattenbildningen helt försumbar, varför flödet $Q=20$ l/s, hastigheten $V=1,67 \times 10^{-5}$ och den därefter beräknade effektiva porositeten 10 % får betraktas som minimivärden. Den effektiva porositeten ligger troligen några procent högre. Vid kontroll av fyra provpumpningar utförda i mellansvenska åsakvifärer liknande den i Hallstahammar (Heby, Enköping, Avesta och Borlänge) varierade den effektiva porositeten mellan 12 och 16 % (Lundholm & Seman, 1993). Detta antyder att 10 % för Strömsholmsåsens del är ett något för lågt värde.

7.2.4 Hydraulisk konduktivitet

Permeabilitetskonstanten (k) kan, som nämnts i kap 3.2, beräknas med Hazens formel utifrån kornstorleksanalys. Permeabiliteten kan inte direkt jämföras med den hydrauliska konduktiviteten (K), då den förstnämnda endast tar hänsyn till kornstorleken (d) och den sistnämnda innefattar materialparametrarna packning, sortering och sfärisitet samt vätskeparametrarna densitet och viskositet. Om sorteringen är relativt god, det vill säga om kornstorleksparametrarna d_{60}/d_{10} är <2 , närmar sig värdet för permeabilitetskonstanten värdet för den hydrauliska konduktiviteten.

Genom att bestämma den hydrauliska konduktiviteten med hjälp av spårämnesförsök tas hänsyn till verkliga förhållanden eftersom samtliga vätske- och materialparametrar inbegrips. Om antagandet görs att $V=1,67 \times 10^{-5}$ m/s, $\Delta h=3,1$ (nivåskillnad mellan Rb 6325 och Rb 6320 under spårämnesförsöket) och $\Delta l=800$, kan sålunda enligt ekvation (4.3) den genomsnittliga hydrauliska konduktiviteten i undersökningsområdet beräknas till $4,3 \times 10^{-3}$ m/s. Även denna beräkning förutsätter att den naturliga grundvattenbildningen är försumbar varför också den hydrauliska konduktiviteten får betraktas som ett minimivärde.

Värdet är dock jämförbart med de permeabilitetsvärden som beräknats utifrån kornstorleksanalyserna gjorda i brunnsområdet vid Karlsro (se kap. 2.3).

Det bör slutligen påpekas att det finns en teoretisk möjlighet att med hjälp av provpumpningsdata bestämma den hydrauliska konduktiviteten. Detta är möjligt genom att utnyttja förhållandet mellan uttagen vattenmängd och avsänkningar i obsbrunnar belägna inom pumpbrunnens influensområde. För att få goda närmevärden på avsänkningarnas storlek förutsätts att stationära tillstånd har uppkommit. När provpumpningen redovisad i kap. 3.2.1 genomfördes, var den allmänna grundvattennivåtrenden stigande. Att avgöra stationära tillstånd uppkom är därför svårt.

7.2.5 Riskanalys

För erhålla god kvalitet på den uttagna vattnet samt för att maximalt kunna utnyttja det infiltrerade vattnet att är det önskvärt att:

- vattnets uppehållstid i magasinet överstiger 14 dagar
- det vatten som infiltreras vid Skansen kan tas ut vid Karlsro utan läckageförluster
- ingen inducerad infiltration råder från Kolbäcksån

Dessa förhållande är rådande i dag då ca 20 l/s infiltreras och ca 40 l/s tas ut vid Karlsro. Faktorer som kan påverka detta tillstånd är om mängden och/eller kontinuiteten av infiltrationen ändras samt om rådande balans mellan infiltration och uttag rubbas. Detta kan bli fallet om:

- Infiltrationen minskar eller kontinuiteten av infiltrationen brister.*

Detta kan medföra större avsänkningar vid Karlsro, varvid brunnsområdets influensområde åt söder kan öka och eventuellt innefatta inducerad infiltration från Kolbäcksån.

- Mer vatten infiltreras än vad som tas ut.*

Detta kan att medföra stigande grundvattenytta norr om Karlsro. Då en grundvattendelare i form av höga berggrundsytter återfinns strax norr om infiltrationsdammen kan inget läckage ske åt detta håll varför gradienten mellan Skansen och Karlsro torde bli större. Detta skulle kunna medföra att flödeshastigheten ökar och att uppehållstiden därmed minskar. Höjs grundvattenytorna för mycket utan kompensation i form av uttag vid Karlsro finns vidare risk för läckage ut ur grundvattenmagasinet.

- Både infiltration och uttag ökar.*

Detta kan medföra att flödeshastigheten mot Karlsro ökar, varpå det infiltrerade vattnets uppehållstid minskar.

8 Sammanfattning

Genom att sammanbinda befintliga borrhdata med tolkningar av geoelektriska sonderingar konstruerades en tvärprofil genom åsen. Denna visar åsens utbredning under mäktiga lerlager samt avstånd till grundvattennivå och berggrund. Åsens maximala bredd uppskattas till ca 200-300 m och flödesarean uppskattas till ca 1200 m².

Spårämnesförsöket visade att det vatten som infiltreras på konstjord väg vid Skansen befinner sig i jordmagasinet i ca 55 dagar innan det tas ut vid Karlsro, vilket innebär att täkten enligt livsme-

delsverkets normer kan klassas som en grundvattentäkt. Den uppskattade flödesarean samt den i spårämnesförsöket erhållna tiden möjliggjorde approximativa beräkningar av effektiv porositet samt hydraulisk konduktivitet.

För bibehållen kvalitet av det uttagna vattnet och för effektivt utnyttjande av det infiltrerade vattnet, är det av vikt att balans råder mellan uttag och infiltration. Under förutsättning att infiltration och uttag uppgår till de i dag gällande, uppfylls dessa krav.

Tack

Ett stort tack till Per Möller för hjälp och handledning, till Leif Lundholm VBB Viak, Stockholm för informativa och lärariska dagar i Hallstahammar samt för hjälp med material och data, till Ola

Lindstrand VBB Viak, Stockholm för goda råd, till Hans Jeppson, VBB Viak, Malmö för hjälp med resitivistolkningar samt till Marcus Liljeberg för hjälp i fält samt för stöd och uppmuntran.

Referenser

- Agerstrand, T. & Jergman, K. 1972: Hallstahammar-Kolbäcksregionens vattenförsörjning-Teknisk beskrivning. *Viak rapport 14.124.6*.
- Agerstrand, Torgny & Skifte, J.O. 1965: Vattenförsörjning, Redogörelse för grundvattenundersökningar och infiltrationsförsök, Hallstahammars köping. *Viak rapport 40.1024, 40.1055*.
- Björck, S. 1995: A review of the History of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International, Vol. 27*, 19-40.
- Davies, S.N. & Di Wiest, R.J.M. 1966: *Hydrogeology*. 444pp. John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney.
- Freeze R.A. & Cherry J.A. 1979: *Groundwater*. 604pp. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Fryckström, K. Jacks, G., Johansson, P.O., Lekander, K. 1994: Konstgjord grundvattenbildning- Processinfiltration vid inducerad infiltration och bassänginfiltration. *VAV.VA-Forsk rapport 1994-08*.
- Höije, B. 1975: Geovetenskapliga intressen i Västmanlands län. *Länsstyrelsen i Västmanlands län rapport*.
- Kearey, P. & Brooks, M. 1991: *An introduction to Geophysical Exploration*. 254pp. Blackwell Scientific publication.
- Keller, George V. & Frischnecht, F.C. 1966: *Electrical methods in geophysical prospecting*. 519pp. Pergamon press, Oxford.
- Knutsson, G. 1970: Spårämnen som hjälpmedel vid grundvattenundersökningar. s. 147-191 *ur* Eriksson, E. Gustafsson, Y., Nilsson, K. (eds.): *Grundvatten*. PA Norstedts & Söners förlag, Stockholm.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C.O. 1973: *Vatten i jord och berg*. 172pp. Ingenjörsläroverket AB, Stockholm.
- Knutsson, G. & Morfeldt, C.O. 1993: *Grundvatten-teori och tillämpning*. 304pp. AB Svensk byggtjänst, Stockholm.
- Livsmedelsverket 1993: Kungörelse om dricksvatten 1993:35. *Livsmedelsverkets författningssamling*.
- Lundegårdh, P.H. & Nisca, D., 1978: Berggrundskarta och beskrivning till berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV, *Sveriges Geologiska Undersökning Af 122*, 60pp.
- Lundholm, L. 1993: Program för utförande av rörbrunn vid Rb 9301, Karlsro. *VBB Viak Rapport S9660*.
- Lundholm L. 1994: Redogörelse för stegprov-pumpning av rörbrunn vid Rb 9301, Karlsro. *VBB Viak Rapport 93455*.
- Lundholm L. & Seman P.O. 1993: Redogörelse för spårämnesförsök i syfte att bestämma vattnets transporttid mellan infiltrationsbassänger och södra brunnsområdet vid konstgjord infiltration, Hyendevedsverket, Eskilstuna kommun. *VBB Viak rapport S1036-600*.
- Magnusson, E. 1979: Jordartskarta och beskrivning till jordartskarta Västerås SV. *Sveriges Geologiska Undersökning Ae 35*, 70pp.
- Odin, M. & Seman, P.O. 1990: Risk- och sårbarhetsanalys för grundvattentäkter, Hallstahammars kommun, Strömsholmsåsen. *VBB Viak rapport I2102.03.8320*.
- Palacky, G.J. 1987: Resistivity characteristics of geological targets, s. 53-130 *ur* Nabighian, M.N. (ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics theory*. Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK, USA.
- Parasnis, D.S. 1986: *Principles of applied geophysics*. 402pp. Chapman and Hall, Bristol.
- Sandberg, L. 1994: Beräkning av an-katjonbalans i Rb 9301, Hallstahammars kommun. *Vatten-vårdslaboratoriet AB Uppdragsnr 933455-000*.
- Shaw, E.M. 1988: *Hydrology in Practice*. 539pp. Chapman and Hall, London, New York, Tokyo, Melbourne, Madras.
- Westerlund, J. 1994: Mikrobiologisk och kemisk undersökning, råvattenbrunn 4, Hallstahammars kommun. *Svelab laboratorietjänst, Kundnr 3361*.
- Wikner T, Söderholm, H. Mullern, C.F. Engqvist, P. 1982: Beskrivning och bilagor till hydrogeologiska kartan över Västmanland län, *Sveriges Geologiska Undersökning Ah 2*. 66pp.

Bilaga 1

Sammanställning av borrningsresultat. Rb = rörbrunn; rök = röröverkant; my = markyta; gvy = grundvattenyta. Mätningarna av grundvattennivån i samtliga brunnar förutom Rb 9301 är gällande för perioden juni - oktober. För Rb 9301 gäller mätningarna mars månad.

Rörborrning	Djup i m under my	Genomborrade jordlager
<u>Rb 6325</u>	0,0-0,2	matjord
rök +27,92	0,2-7,0	lera
my +27,1	7,0-15,2	grusig sand
gvy +15,8	15,2	fortsatt borring möjlig med svårighet
<u>Rb 6324</u>	0,0-6,0	lera
rök +27,15	6,0-12,9	grusig sand
my +25,9	12,9	block eller berg
<u>Rb 6317</u>	0,0-3,2	lerblandad mo
rök +25,69	3,2-8,0	grusig sand
my +24,6	8,0-16,7	grusig sand
gvy +14,2	16,7	block eller berg
<u>Rb 6316</u>	0,0-15,9	stenigt sandigt grus
rök +23,31	15,9	block eller berg
my +22,2		
gvy +14,1		
<u>Rb 6314</u>	0,0-8,5	stenigt sandigt grus
my +24,6	8,0	block eller berg
		röret uppdraget
<u>Rb 6315</u>	0,-8,5	stenigt sandigt grus
my +24,8		block eller berg
		röret uppdraget
<u>Rb 6806 (Br V)</u>	0,0-0,2	mylla
rök +23,34	0,2-2,5	mjällig lera
my +21,36	2,5-10,2	lera
gvy +10,89	10,2-19,8	sandigt grus
	19,8-21,1	grusig sand
	21,1	block eller berg
<u>Rb 6320 (Br IV)</u>	0,0-0,3	matjord
rök +23,31	0,3-6,5	lera
my +22,2	6,5-22,7	sandigt grus
gvy +14,0	22,7	block eller berg
<u>Rb 9301 (Br VI)</u>	0,0-0,3	matjord
rök +23,41	0,3-3,0	lera
my +22,4	3,0-16,5	sandigt grus
gvy +12,00	16,5-21,0	grusig sand

Rörborrning**Djup i m under my****Genomborrade jordlager**

Rb 6321
rök +22,63
my +22,1
gvy +14,0

0,0-0,3
0,3-10,0
10,0-13,0
13,0-17,0
17,0-19,5
19,5

matjord
lera
grusig sand
moig sand
sandigt grus
block eller berg

Rb 6322
rök +22,51
my +21,5
gvy +14,0

0,0-0,3
0,3-10,0
10,0-18,0
18,0-20,9
20,9

matjord
lera
moig grusig sand
sandigt grus
block eller berg

Rb 6313
rök +22,8
my +22,0
gvy +13,9

0,0-0,5
0,5-4,0
4,0-6,0
6,0-21,7
21,7

matjord
lerig mo
sandig mo
sandigt grus
block eller berg

Rb 6312
rök +25,11
my +24,0
gvy +13,9

0,0-15,0
15,0-17,0
17,0-22,1
22,1

sandigt grus
grusig sand
sandigt grus
block eller berg

Sammanställning av resistivitetmätningar. L=halva yttrelektrodavståndet. l=halva inrelektrodavståndet, R=resistans, ρ_a =skenbar resistivitet

L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	54.6	428.8			
1.4	0.2	17.5	269.4			
1.9	0.2	5.59	158.5			
2.7	0.2	1.58	90.7			
3.7	0.2	0.572	61.5			
5.2	0.2	0.472	100.2	1.0	0.81	34.4
7.2	0.2	0.159	64.7	1.0	0.36	29.3
10				1.0	0.10	15.7
14				1.0	0.05	15.4
19				1.0	0.03	17
27	5.2	0.085	28.5	1.0	0.10	114.5
37	5.2	0.69	35.1	1.0	0.12	258

Tabell 1. VES A

L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	198.6	1156			
1.4	0.2	52.9	814.3			
1.9	0.2	11.94	338.5			
2.7	0.2	1.95	111.6			
3.7	0.2	0.47	50.5			
5.2	0.2	0.21	44.5	1.0	1.083	46.0
7.2	0.2	0.06	24.4	1.0	0.456	37.1
10				1.0	0.196	30.8
14				1.0	0.138	27.0
19				1.0	0.035	19.8
27	5.2	0.166	36.8	1.0	0.016	18.3
37	5.2	0.163	67.4	1.0	0.012	25.8
52	5.2	0.079	64.5			
72	5.2	0.038	59.5			

Tabell 2. VES B

L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	148.4				
1.4	0.2	61.8				
1.9	0.2	19.02				
2.7	0.2	3.81				
3.7	0.2	0.896	96.3			
5.2	0.2	0.332	70.5	1.0	1.763	74.9
7.2	0.2	0.164	66.6	1.0	0.861	70.1
10				1.0	0.243	38.2
14				1.0	0.208	64.0
19				1.0	-0.227	-128.7
27	5.2	0.954	210.1	1.0	-0.373	-427
37	5.2	0.582	240.7	1.0	-0.835	-1796
52	5.2	0.365	298.1			
72	5.2	0.190	297.5			

Tabell 3. VES C

L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	160.3	1250			
1.4	0.2	53.4	822			
1.9	0.2	17.44	494			
2.7	0.2	3.45	197			
3.7	0.2	0.892	95.9			
5.2	0.2	0.287	60.9	1.0	1.65	70
7.2	0.2	0.159	64.8	1.0	0.872	71
10				1.0	0.526	82.6
14				1.0	0.364	112
19				1.0	0.248	140.6
27	5.2	0.778	171.3	1.0	0.126	144.6
37	5.2	0.472	195.2	1.0	0.075	160.8
52	5.2	0.314	256.5			

Tabell 4. VES D

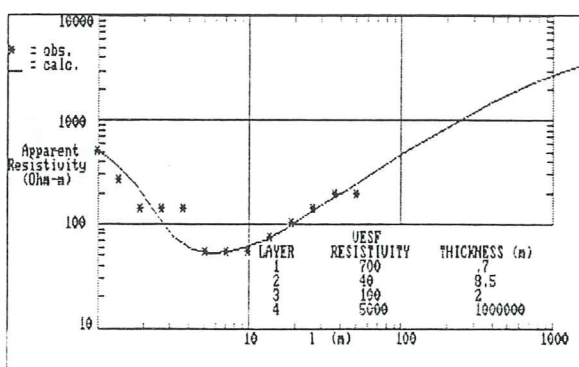
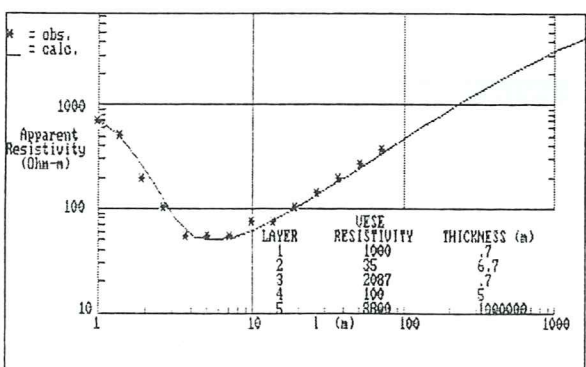
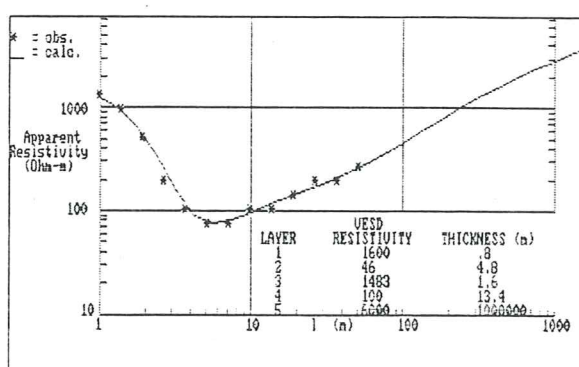
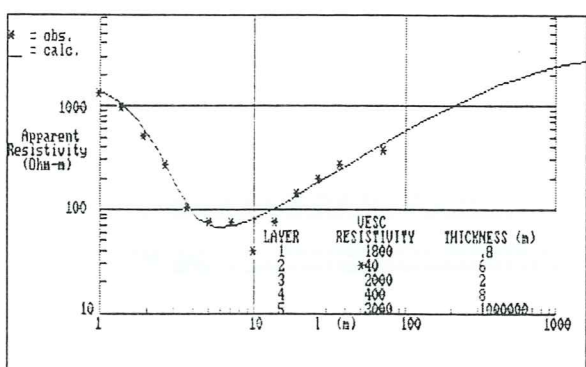
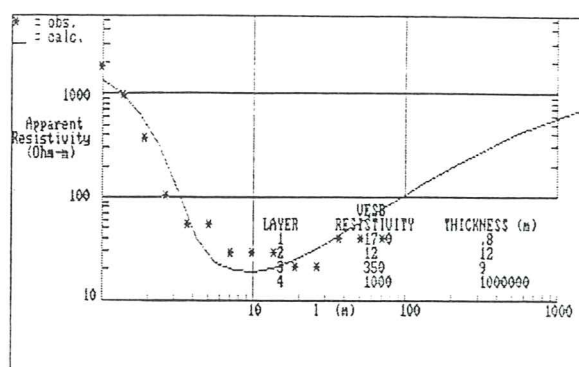
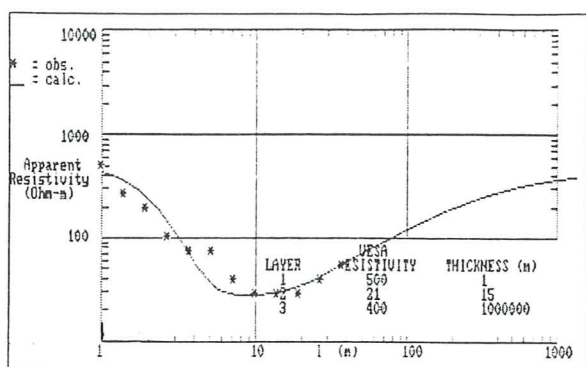
L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	75.6	593.8			
1.4	0.2	26.3	404.8			
1.9	0.2	7.32	207.5			
2.7	0.2	1.841	105.4			
3.7	0.2	0.547	58.8			
5.2	0.2	0.226	48.0	1.0	1.281	54.4
7.2	0.2	0.115	46.9	1.0	0.652	53.1
10				1.0	0.380	59.7
14				1.0	0.243	74.8
19				1.0	0.156	88.3
27	5.2	0.609	134.1	1.0	0.101	115.9
37	5.2	0.413	170.8	1.0	0.052	111.6
52	5.2	0.272	222.2			
72	5.2	0.197	306.9			

Tabell 5. VES E

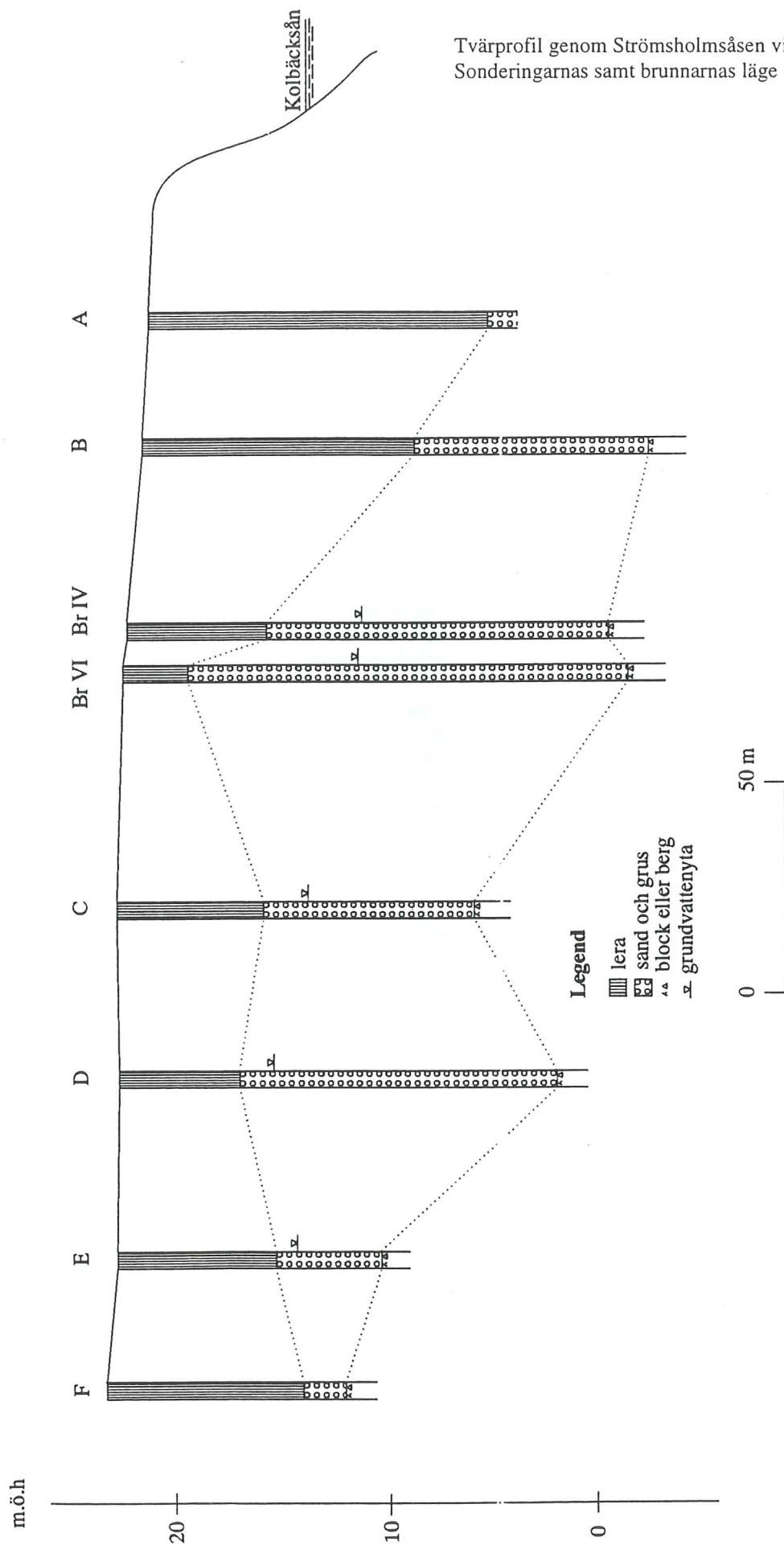
L(m)	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$	l(m)	R(Ω)	$\rho_a(\Omega m)$
1	0.2	58.9	492.6			
1.4	0.2	15.79	243			
1.9	0.2	4.35	123.3			
2.7	0.2	1.214	120.2			
3.7	0.2	1.130	121.5			
5.2	0.2	4.43	940.8	1.0	1.157	49.1
7.2	0.2	0.108	43.8	1.0	0.641	52.1
10				1.0	0.409	64.2
14				1.0	0.275	85.7
19				1.0	0.197	111.7
27	5.2	0.692	152.4	1.0	0.125	143.1
37	5.2	0.46	190.2	1.0	0.083	178.5
52	5.2	0.264	215.6			

Tabell 6. VES F

Tolkning av sonderingsresultat i modelleringsprogrammet DC-RES.



Tvärprofil genom Strömsholmsåsen vid Karlsro.
 Sonderingarnas samt brunnarnas läge framgår av fig. 13.



Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans, 1986: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad.
16. Bergstedt, Erik & Lööf, Arne I., 1986: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun.
17. Elg, Anette, 1987: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden.
18. Andrésdóttir, Audur, 1987: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland.
19. Eken, Karin, 1987: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg.
20. Kockum, Kajsa, 1987: Alkalisering vid konstjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland.
21. Wedding, Bengt, 1987: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie.
22. Utgåar.
23. Hammarlund, Dan, 1988: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne.
24. Jansson, Caroline, 1988: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd.
25. Jerre, Fredrik, 1988: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland.
26. Svensson, Erik, 1989: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania.
27. Vajda, Vivi, 1988: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne.
28. Persson, Arne, 1988: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbata-kalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland.
29. Regnell, Mats, 1988: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie.
30. Siverson, Mikael, 1989: Palaeosporinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden.
31. Mathiasson, Lena, 1989: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet.
32. Månsson, Agneta, 1990: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides.
33. Lagerås, Per, 1991: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne.
34. Rundgren, Mats, 1991: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland.
35. Björkman, Leif, 1991: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats, 1991: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe.
37. Barnekow, Lena, 1991: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser.
38. Ask, Rikard, 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte, 1992: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg.
40. Mannerstrand, Maria, 1992: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige.
41. Johansson, Per, 1992: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias.
45. Jacobsson, Mikael, 1993: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden.
46. Christodoulou, Gina, 1993: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden.
47. Söderlund, Ulf, 1993: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland.
48. Remelin, Mika, 1993: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur.
49. Gedda, Björn, 1993: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Älekinta, Öland, Sweden.
50. Månsson, Kristina, 1993: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania.
51. Carlsson, Patric, 1993: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard.
52. Holmqvist, Björn.H., 1993: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko.

53. Zander, Mia, 1993: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland.
54. Albrecht, Joachim, 1993: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany.
55. Magnusson, Martin, 1994: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne.
56. Holmqvist, Johan, 1994: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge.
57. Andersson, Torbjörn, 1994: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjølandselv area, Jameson Land, East Greenland.
58. Hellman, Fredrik, 1994: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard.
59. Friberg, Magnus, 1994: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planettfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard.
60. Remelin, Mika, 1994: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa.
61. Hagman, Mats, 1994: Bevattning med avloppsvatten - en hydrogeologisk studie.
62. Sandström, Olof, 1994: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden.
63. Pålsson, Christian, 1995: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden.
64. Gustafson, Lars, 1995: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge.
65. Gichina, Boniface M., 1995: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden.
66. Nilson, Tomas, 1996: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavitet, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and ramphoprionid polychaetes from Gotland: aspects on taxonomy and palaeoecology.
73. Larsson, Daniel, 1996: Proterozoic hydrothermal alteration and mineralization along the Protogine Zone in southern Sweden.
74. Rees, Jan, 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kullait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bölets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geochemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.